

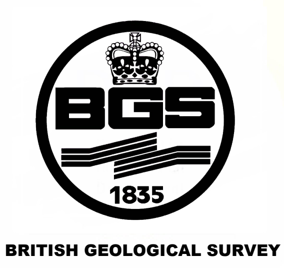
CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN
GEOLÓGICO-MINERO-METALÚRGICA



MINISTERIO DE ENERGÍA
Y MINAS



DEPARTMENT FOR
INTERNATIONAL DEVELOPMENT



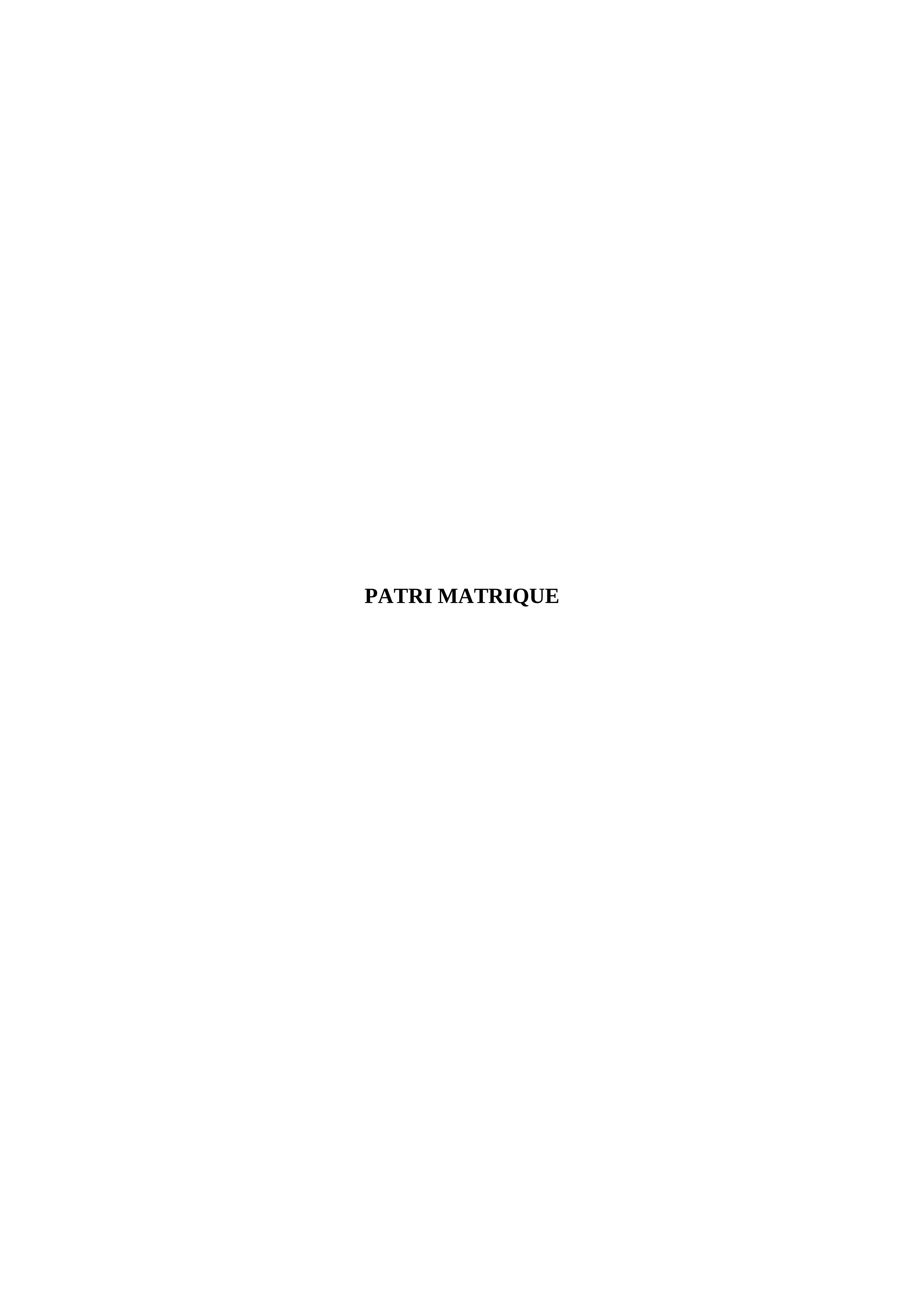
BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

INFORME No. 1

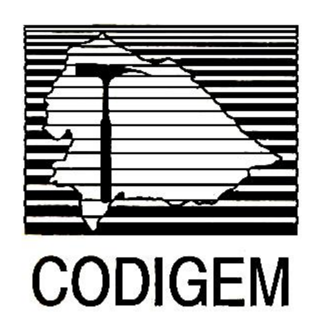
MAPA PARCIAL DE LA REPÚBLICA DEL ECUADOR

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL DEL BANCO MUNDIAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA (CORDILLERA OCCIDENTAL)



PATRI MATRIQUE





PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Informe Número 1

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

ENTRE 3°00' Y 4°00'S

Warren T. Pratt

Juan Figueroa

Bolívar Flores

CODIGEM-BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

Quito-Ecuador

1997

Traducción al español por

Stalyn Paucar

2024

Referencia

Pratt, W., Figueroa, J. & Flores, B. (1997). *Geología de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 3°00' y 4°00'S* (Stalyn Paucar, Ed. y Trad., 2024). Informe Número 1. Programa de Información y Cartografía Geológica. BGS-CODIGEM/MEM.

CONTENIDO

FIGURAS

TABLAS

LÁMINAS

ANEXOS

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

Este informe describe los resultados del mapeo a escala 1:50000 en la Cordillera Occidental del Ecuador, entre las latitudes 3°-4° Sur. El trabajo se realizó como parte del Programa de Información y Cartografía Geológica, subcomponente 3.3 del Proyecto de Asistencia Técnica para el Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA). El proyecto en general está financiado por el Banco Mundial, el *Department for International Development* (DFID) del Reino Unido (anteriormente la *Overseas Development Administration*) y el gobierno sueco. Participaron geólogos del *British Geological Survey* (BGS) y de la Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalúrgica (CODIGEM), así como consultores nacionales. El informe complementa un mapa geológico a escala 1:200000 del área de 5800 km^2 (Figura 1).

La litoestratigrafía se ha definido con 15 nuevas dataciones (trazas de fisión de zircón y K/Ar) del área de estudio (Anexo 1). Investigadores del *Swiss Federal Institute of Technology* (EPN), en Zúrich, han realizado unas 200 dataciones adicionales de trazas de fisión en las cuencas intermontanas del sur de Ecuador. Éstas han contribuido significativamente a las interpretaciones regionales. Se ha llevado a cabo geoquímica de roca total en 21 muestras (Anexo 2). Se han descrito 251 secciones delgadas (Anexo 3). Se ha tomado un número limitado de lecturas de susceptibilidad magnética aparente y de escintilómetro (Anexo 4).

La política del proyecto fue utilizar una combinación de estratigrafía informal (Unidades) y formal (Grupos y Formaciones), y en general se utilizan términos informales para las secuencias litoestratigráficas pre-Eoceno. Las nuevas Formaciones y las fuentes de las definiciones originales de las Formaciones existentes se indican en el título de cada sección. La litoestratigrafía ha cambiado ligeramente respecto a un esquema preliminar (Pratt et al., 1996). Se utiliza la escala temporal de Harland et al. (1989). Los símbolos estructurales se presentan en el formato “010/56E” (rumbo/buzamiento/dirección de buzamiento).

1.2 Acceso y cobertura cartográfica

Los mapas topográficos a escala 1:50000 están disponibles en el Instituto Geográfico Militar (IGM). Se ha utilizado fotografía aérea (IGM, escala 1:60000) en cierta medida, pero es de baja calidad. Las imágenes LANDSAT resultaron ser útiles para las áreas más secas y menos incisas. El análisis de imágenes LANDSAT adquiridas para compañías mineras indica que las zonas alteradas a arcilla en prospectos minerales se destacan si los datos se procesan con las bandas correctas. La cobertura RADARSAT a escala 1:100000, adquirida especialmente, con un ángulo pronunciado de “vista” hacia el este, para intentar superar la típica distorsión topográfica del radar, resalta algunas características tectónicas que no son visibles por ningún otro método. También llena los vacíos dejados por las imágenes LANDSAT cubiertas por nubes y las fotografías aéreas, especialmente en las estribaciones de la Cordillera Occidental.

El acceso es generalmente bueno. Las carreteras Panamericana, Cuenca-Machala y Loja-Zaruma-Pasaje son las rutas principales. Muchas nuevas vías de acceso sin pavimentar proporcionan acceso a pueblos, sistemas de riego y distritos mineros. Sin embargo, grandes áreas, como entre Ponce Enríquez y Uzhcurrumi y entre la cuenca Chilla-Manú y Zaruma, siguen sin acceso por carretera. Se dedicó alrededor de 180 días, incluyendo la movilización, al mapeo. Se han estudiado más de 2500 km de carreteras y caminos de mulas, principalmente en la estación seca “verano” (mayo-enero) porque las carreteras son deficientes durante la temporada de lluvias. La vegetación varía desde pasto corto en el páramo, por encima de los 3500 m, hasta selva secundaria por debajo de los 1000 m.

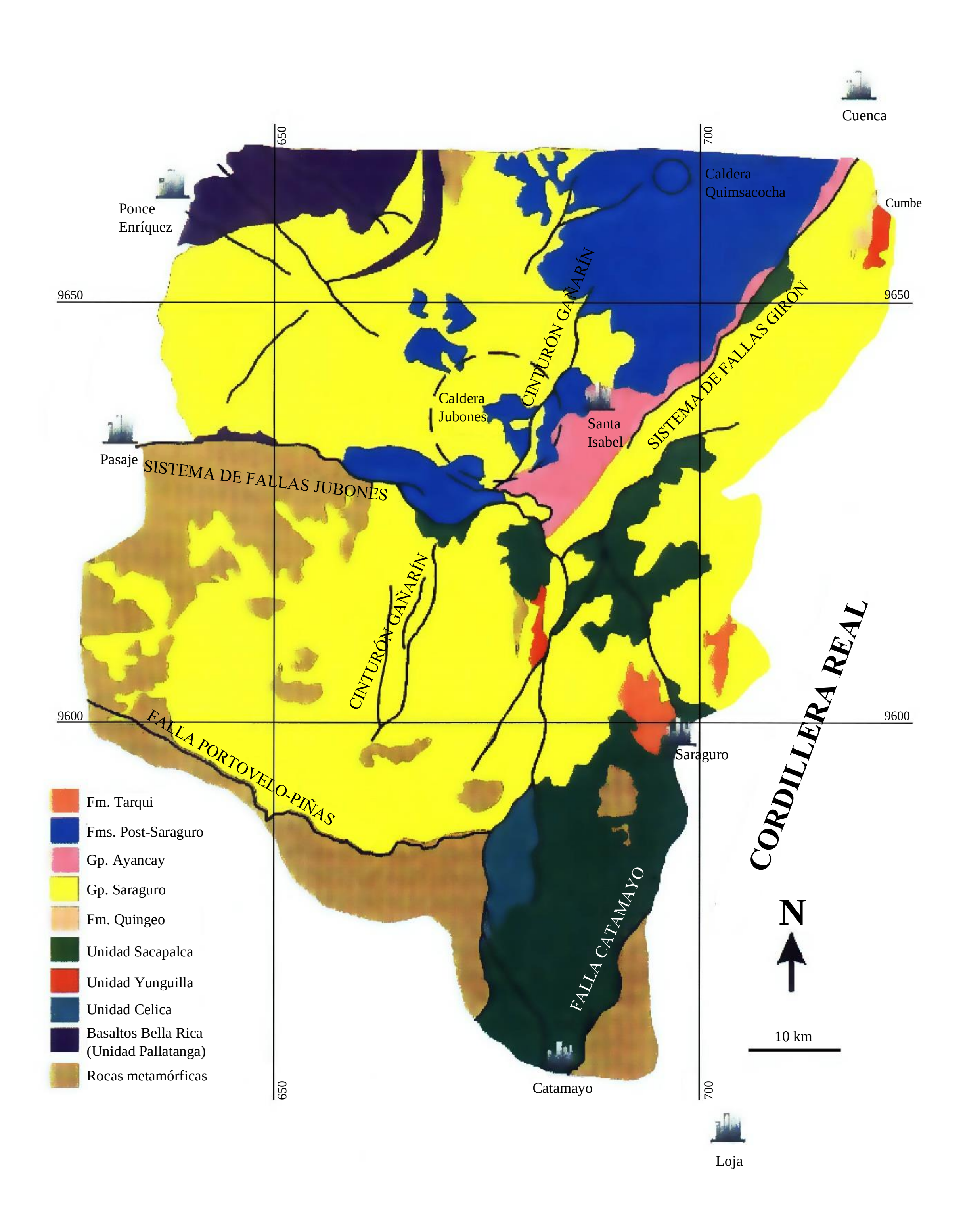


Figura 1. Ubicación del área de estudio con geología simplificada

1.3 Marco geológico del Ecuador

Ecuador comprende tres zonas: la llanura costera (Costa), las tierras altas andinas (Sierra) y la cuenca amazónica (Oriente). El Oriente es una cuenca sedimentaria desarrollada sobre un cratón (Escudo Guyanés) y puede interpretarse como una cuenca de trasarco. La Sierra está compuesta principalmente por dos cadenas montañosas separadas por un graben, aunque la división no está bien definida en el área de estudio. La Cordillera Real, en el este, está formada por rocas metamórficas intruidas por granitoides de tipo S e I del Mesozoico temprano. La Cordillera Occidental, en el oeste, probablemente comprende terrenos acrecionados de rocas de arco, corteza oceánica y secuencias de turbiditas que varían desde el Mesozoico tardío hasta el Cenozoico temprano. Éstas están intruidas por granitoides del Terciario Medio-Tardío. Rocas volcánicas calco-alcalinas post-Eoceno cubren las rocas más antiguas. La Costa está compuesta por corteza oceánica del Cretácico, cubierta por rocas sedimentarias de antearco del Cretácico tardío al Cenozoico.

1.4 Estudios geológicos previos

El trabajo previo específico se describe en las secciones correspondientes. Las referencias generales a la geología ecuatoriana incluyen a Wolf (1892), Tschopp (1948, 1953) y Sauer (1957, 1965). El primer mapa geológico a escala 1:1000000 (Servicio Nacional de Geología y Minería, 1969) surgió de estudios de las cuencas petroleras, por ejemplo, Faucher et al. (1968). De 1972 a 1980, la cooperación entre la Dirección General de Geología y Minas (DGGM) y el *Institute of Geological Sciences* (IGS) resultó en una serie de mapas a escala 1:100000 y un nuevo mapa nacional a escala 1:1000000 (DGGM, 1982) y su explicación (Baldock, 1982). Las publicaciones relacionadas sobre la geología y estratigrafía de Ecuador fueron las de Bristow y Hoffstetter (1977), Kennerley (1980), Bristow (1981) y Henderson (1979).

Un segundo proyecto BGS-DGGM/INEMIN/CODIGEM en la Cordillera Real metamórfica y la provincia de El Oro resultó en mapas y memorias (Litherland et al., 1994; Aspden et al., 1995), así como en nuevos mapas geológicos y tectono-metalogénicos a escala 1:1000000 (BGS y CODIGEM, 1993a, b).

1.5 Agradecimientos

Nos gustaría agradecer a nuestros colegas ecuatorianos y británicos del CODIGEM y BGS por su excelente apoyo técnico. Bill McCourt ha guiado con gran habilidad la producción de mapas y la simbología. Peter Dunkley compartió amablemente su experiencia en vulcanismo. Los equipos de muestreo de sedimentos fluviales de Napoleón Báez, Johnson Bolaños y Edgar López, especialmente Freddy Núñez, Vinicio Ortiz, Holger Durazno, Luis Pilatasig, Jaime Galarza, Raúl Brito y Jorge Segovia, trajeron casi 1000 muestras de roca bien ubicadas de sitios remotos. Su información fortaleció considerablemente el programa de mapeo.

La comunidad minera ha proporcionado información y ha facilitado el trabajo de campo. En particular, agradecemos a Bernardo Beate (Cominecsa, Grantmining), Steve Bingham, Tor Bruland (Ecuanor), Oscar Dávila, Daniel Duzelier (COGEMA), Geoff Edwards y Germán Naranjo (Newmont), Fernando Gallardo y Les Smith (Grantmining), Rob Harley y Francisco Montes (Climax) y Guillermo López (Prominex). Sin embargo, se enfatiza que todas las siguientes interpretaciones y modelos metalogénicos son nuestras opiniones.

Desde la comunidad académica, las largas discusiones con Dominik Hungerbühler, Michael Steinmann y Wilfred Winkler del ETH Zúrich han sido invaluables. Este grupo de investigación, a través de un enfoque combinado de datación sedimentológica y por trazas de fisión, ha avanzado considerablemente en la comprensión de las cuencas intermontanas del sur de Ecuador. También llevaron a cabo nuestro programa de datación por trazas de fisión. Arturo Egüez, de la Escuela Politécnica Nacional-Quito, proporcionó una introducción muy útil a la geología ecuatoriana.

El apoyo logístico en CODIGEM ha sido excelente. Manuel Célleri ha sido el conductor en las 10 comisiones de campo. Su conocimiento local y geológico ha sido invaluable. Se agradece a Freddy Núñez, Víctor Acitimbay, Fabiola Alcocer y Ricardo Rosales por el trabajo de redacción y secretaría. John Aspden amablemente recogió algunas muestras de roca en la Quebrada Florida. Este informe fue editado por John Aspden, Peter Dunkley y Bill McCourt.

1.6 Publicaciones del BGS

Las imágenes LANDSAT y RADARSAT están disponibles para su compra. El procesamiento de datos personalizado (composites de falso color, etc.) está disponible en el British Geological Survey. Las consultas relacionadas con la disponibilidad y cobertura de mapas e informes, así como la compra de imágenes LANDSAT y RADARSAT y otros servicios del BGS, deben dirigirse a la *International and Marketing Division*, British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG, Reino Unido, Tel: 0115 936 3493, Fax: 0115 936 3520.

2. RESUMEN GEOLÓGICO

El Complejo Metamórfico El Oro, compuesto principalmente por rocas metasedimentarias de grado muy variable, se interpreta que se extiende al norte del Sistema de Fallas Jubones, subyaciendo gran parte del área. Está expuesto en ventanas erosionales tanto dentro del afloramiento volcánico como en los bordes (Figura 1). Las rocas metamórficas están cubiertas por tobas y lavas andesíticas a riolíticas continentales (Unidad Celica) y una secuencia turbidítica cretácica potente (Grupo Alamor/Unidad Yunguilla) (Figura 2). También pueden estar cubiertas por basaltos cretácicos de la Unidad Pallatanga, los basaltos Bella Rica, aunque la evidencia es equívoca. En Cumbe, al sur de Cuenca, la Unidad Yunguilla ha sido datada como del Maastrichtiense y la Unidad Celica probablemente sea de edad Albiense.

Las rocas de arco volcánico del Terciario, principalmente andesitas de la Unidad Sacapalca y las tobas de flujo de ceniza soldadas del Grupo Saraguro, dominan el área de estudio. Con intrusiones subvolcánicas contemporáneas, estos productos calco-alcalinos de subducción fueron depositados en un entorno tectónico activo que varió de extensional a compresional.

El Grupo Saraguro comprende alternancias de secuencias predominantemente andesíticas, de carácter sedimentario, y secuencias de tobas de flujo de ceniza de composición dacítica a riolítica. Las primeras se interpretan como aluviones (*outwash*) en los flancos de volcanes andesíticos o fisuras, y las segundas como flujos de ceniza (*outflow facies*) provenientes de calderas. Una toba riolítica extensa, la Formación Jubones (del Mioceno temprano), se encuentra cerca de la parte superior del Grupo Saraguro. Con un espesor de 500 m, cubre aproximadamente 2700 km^2, y tiene un volumen de al menos 350 km^3. Esta formación sobreyace a las rocas más antiguas del Grupo Saraguro con una fuerte discordancia angular en algunos lugares, lo que indica una fase de compresión del Oligoceno tardío. La caldera fuente parece estar ubicada al suroeste de Santa Isabel. Se reconocen al menos otras dos grandes tobas de flujo de ceniza: las Formaciones La Fortuna y La Paz.

Los estratos del Grupo Post-Saraguro reflejan la interacción entre ríos/abanicos aluviales y volcanismo primario, principalmente andesítico. Las brechas piroclásticas andesíticas, la Formación Santa Isabel, fueron erupcionadas en el área de Santa Isabel. Posteriormente, el Sistema de Fallas Girón y el Cinturón Gañarín limitaron una cuenca intermontana de capas rojas del Mioceno Medio (Grupo Ayancay). La deposición de las capas rojas comenzó alrededor de hace 18 Ma, iniciándose en el basamento fallado, volcado y erosionado del Grupo Saraguro. Las Formaciones Santa Isabel y Jubones fueron local y completamente removidas, de modo que las capas rojas se encuentran directamente sobre los estratos pre-Jubones. El volcanismo andesítico también siguió a la deposición de las capas rojas, produciendo una situación compleja en la que las capas rojas están entre lenguas superiores e inferiores de andesitas. La Formación Santa Isabel está cubierta hacia Cuenca por rocas volcanoclásticas y sedimentarias del Mioceno Tardío (Formación Turi).

La Formación Quimsacocha (Mioceno Tardío-Plioceno?) emanó del volcán Quimsacocha, que atravesaba el Cinturón Gañarín. La Formación Tarqui del Plioceno-Pleistoceno cubre todas las Formaciones más antiguas en inconformidad.

Dioritas de grano grueso a fino y granodioritas-tonalitas están ampliamente distribuidas dentro del basamento metamórfico, las Formaciones Cretácicas y en los niveles más profundos del Grupo Saraguro y la Unidad Sacapalca. Los stocks sin-volcánicos de riolita y andesita son comunes en los estratos del Oligoceno y más jóvenes.

Las fallas principales noreste a norte-noreste jugaron un papel muy importante a lo largo de la historia geológica del área. Los dos sistemas más importantes son el Cinturón Gañarín y el Sistema de Fallas Girón. Simplificadamente, limitaron las cuencas intermontanas, localizaron la inversión tectónica, situaron calderas y controlaron la mineralización epitermal.

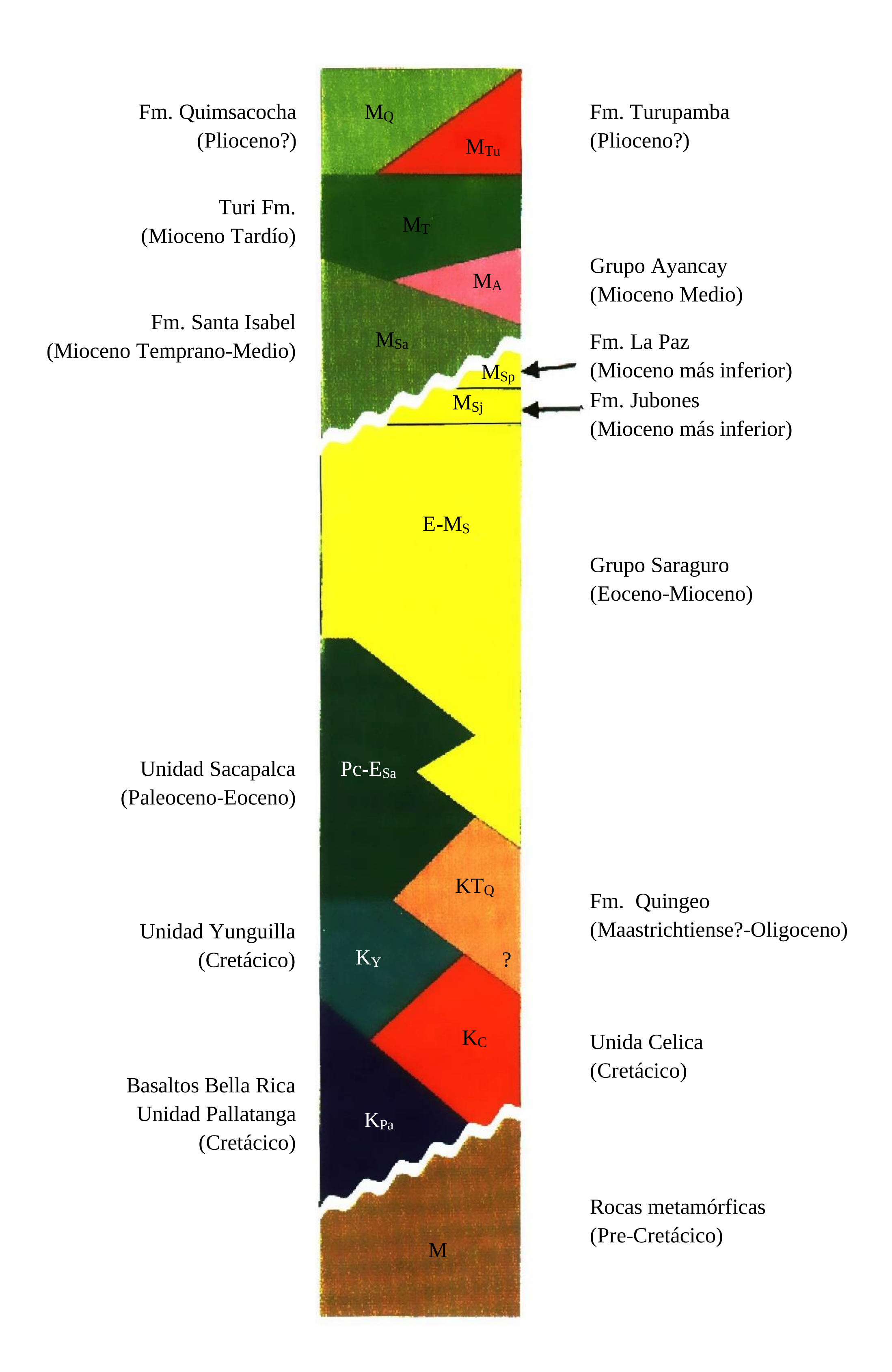


Figura 2. Columna estratigráfica simplificada. Sin escala

En términos generales, el estilo de mineralización cambia desde las estribaciones, donde la erosión ha descubierto pórfidos, chimeneas de brechas mesotermales y vetas mesotermales, hasta el alto páramo, donde la erosión ha sido escasa y predominan los yacimientos epitermales. Se propone una clasificación en cinco categorías

a) Pórfido: intrusiones mineralizadas porfídicas y no-porfídicas de riolita a andesita (microdiorita), comúnmente en complejos de intrusión.

b) Depósitos epitermales asociados a stocks riolíticos, calderas y fracturas regionales.

c) Vetas y brechas mesotermales de turmalina, metales base y oro.

d) Vetas combinadas epitermales y mesotermales, pobres en metales base y auríferas, localmente ricas en oro y con contenido variable en metales base .

e) Depósitos de sulfuros masivos.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3.1 Rocas metamórficas sin división

Las rocas metamórficas de los lados sur y oeste del afloramiento volcánico pertenecen al Complejo Metamórfico El Oro. Un mapa geológico 1:50000 (Feininger, 1978) y un reciente mapa geológico 1:100000 e informe (Aspden et al., 1995) cubren estas rocas principalmente metasedimentarias.

El Complejo Metamórfico El Oro fue examinado en una sección de carretera en el sur del área, entre el Río Ambocas y El Cisne. Esta notable sección demuestra un rápido cambio de grado metamórfico sin ruptura tectónica ni inconformidad. Turbiditas no-metamorfizadas, previamente incluidas en el Grupo Alamor del Cretácico (Kennerley, 1973; DGGM, 1975a) y en la Unidad El Tigre del Triásico (Aspden et al., 1995), afloran en El Cisne [6735-95760]. Los estratos, estimados en aproximadamente 1 km de potencia, son areniscas finas cuarzosas, localmente ricas en moscovita detrítica, intercaladas con lodolitas limosas grises. El slumping, con atenuación sedimentaria blanda de las areniscas, que da lugar a lentes, está muy extendido. En [6738-95762] hay un potente paquete de cuarcitas masivas, de al menos 30 m de espesor. También hay lodolitas hemipelágicas negras.

Desde El Cisne, el grado metamórfico se eleva progresivamente hacia el oeste hasta rocas metasedimentarias, todavía reconocibles como turbiditas, que anteriormente se incluían dentro de las Filitas de Zambi (Kennerley, 1973) y las Unidades El Tigre y La Victoria (Aspden et al., 1995). En [6693-95768] las lodolitas negras se convierten en filitas grafíticas con porfiroblastos de quiastolita (andalucita). A través del aumento del grado metamórfico, las filitas pasan al oeste a esquistos de biotita.

También hay un descenso del grado metamórfico al aproximarse al Sistema de Fallas Jubones. Las exposiciones en el Río Jubones y la carretera Machala-Cuenca al este de Pasaje, por ejemplo [6378-96322], muestran filitas grises, pizarras (probablemente facies sub-esquistos verdes), conglomerados y psamitas débilmente clivados.

Pequeñas partes de la Cordillera Real han sido cartografiadas de nuevo. La mayor comprende las filitas y psamitas lajadas del lado sureste del afloramiento, al norte de Loja. Estos estratos están fallados contra la Unidad de Sacapalca y, localmente, están corridos sobre ella. Estos estratos equivalen a la Unidad Chigüinda (BGS y CODIGEM, 1993a) o Serie Zamora (Kennerley, 1973).

Dentro del afloramiento volcánico también se encuentran inliers de rocas metamórficas de bajo grado (Figura 1). Al sur del Sistema de Fallas Jubones, los principales inliers son Salvias, Cordoncillo, Río San Luis, Río Chinchilla y Manú. Al norte de la falla, hay un inlier en San Pablo de Cebadas. Un cuerpo inusual de rocas metamórficas también ocurre dentro de los Basaltos Bella Rica (Unidad Pallatanga) inmediatamente al oeste de la serpentinita de Tenguelillo [6606-96598] (Sección 6). Todos los inliers se describen en la sección de detalles más abajo.

3.1.1 Interpretación

El Complejo Metamórfico El Oro se considera principalmente del Paleozoico al Cretácico, con eventos metamórficos en el Triásico y Cretácico (Aspden et al., 1995). Se interpreta que forma parte de un prisma de acreción, conclusión apoyada por la intercalación de rocas de alto grado (gneises y esquistos azules) y filitas de bajo grado, presumiblemente la matriz del prisma. Yuxtaposiciones similares de alto y bajo grado son evidentes en San Pablo de Cebadas y Manú. La extensión hacia el oeste del basamento metamórfico es incierta.

Un importante movimiento de buzamiento en el Sistema de Fallas Jubones, probablemente de vergencia norte e inversa, trajo rocas metamórficas sobre el Grupo Saraguro. Esto explica el profundo cambio de nivel estructural de norte a sur. Las evidencias del extremo este del Sistema de Fallas Jubones (Sección 5), sugieren que esto ocurrió hace unos 10 Ma, al mismo tiempo que la inversión de la cuenca intermontana del Grupo Ayancay.

El cambio en el grado metamórfico al oeste de El Cisne es similar al profundo cambio en el grado metamórfico que ocurre al sur de El Oro. Al norte de Puyango, rocas sedimentarias pre-Triásicas no-metamorfizadas y débilmente metamorfizadas (Unidad El Tigre) pasan hacia el norte a través de isógradas de andalucita y biotita a las pelitas de alto grado de la Unidad La Victoria (Aspden et al., 1995; Feininger, 1978). Las rocas no-metamorfizadas de El Cisne pueden por tanto pertenecer a la Unidad El Tigre, sin embargo, las relaciones alrededor de El Cisne, y más al sur, son muy poco conocidas.

Las rocas metamórficas dentro de los Basaltos Bella Rica en Tenguelillo pueden ser el producto de un cizallamiento localizado.

3.1.2 Detalles

3.1.2.1 Salvias: Este inlier de 10 km de largo ocurre entre Salvias y Daule [6635-95972], al noreste de Zaruma. Comprende filitas, esquistos semi-psamíticos y cloríticos, probablemente hasta un grado medio de esquistos verdes porque la biotita está presente en algunos lugares. Una cantera [6604-95968] muestra psamitas beige finamente intercaladas y semipsamitas/esquistos cloríticos grises. Hay una fuerte lineación de intersección sub-horizontal entre la estratificación y la foliación. Las exposiciones en el Río Salvias [6600-95960] también muestran un gneis granodiorítico débilmente foliado (roca intrusiva) con estrechos (hasta 0.3 m) orillos de esquisto gris bandeado con cintas de cuarzo. El principal mineral máfico del gneis es el anfíbol.

3.1.2.2 Quebrada Saladillo: Comprende psamitas, semipsamitas y esquistos cloríticos. Están bien expuestos al sur del Río Saladillo [6538-96070]. La foliación es empinada y se orienta hacia el este, la orientación típica en el Complejo Metamórfico El Oro. Los bloques rodados en el Río Saladillo [6543-96078] incluyen anfibolita fina y foliada.

3.1.2.3 Río San Luis: Este gran inlier, de unos 7 km de longitud, se encuentra al noroeste [6730-95929] de Gualel. Comprende filitas grafitosas, psamitas y granodiorita foliada.

3.1.2.4 Quebrada Chinchilla: Al sur de Laguna Chinchilla se encuentra una pequeño inlier [6763-95986] a lo largo de una falla norte-noreste. Se ha cartografiado únicamente sobre la base de muestras de psamita traídas por los muestreadores de sedimentos fluviales.

3.1.2.5 Manú: Este inlier comprende granodiorita de moscovita/biotita débilmente foliada, gneis bandeado, esquistos de biotita, psamitas y filitas grafíticas. Las mejores exposiciones, en el Río San Nicolás [6792-96145], son gneises granatíferos (almandinos). Están bandeados, a escala centimétrica, con bandas de qtz + musc y bt + qtz + feld. Un análisis de trazas de fisión reveló un rango de edades de grano único (zircón) entre 31 y 130 Ma (Anexo 1). En [6789-96153] aparecen filitas negras grafíticas, junto a exposiciones de gneis bandeado.

3.1.2.6 San Pablo de Cebadas: Este gran inlier de rocas metamórficas regionales, de unos 7 km de longitud y hasta 4 km de anchura, probablemente se enlaza hacia el norte con las rocas metamórficas de Chaucha (Dunkley y Gaibor, 1997). Todas las exposiciones comprenden rocas metasedimentarias, incluidas filitas grafitosas, esquistos de moscovita, filitas cloríticas y psamitas. Además, en [6698-96658] aparecen grandes bloques rodados de esquisto bt + feld + qtz con foliación gruesa. En el lado oeste el inlier está fallado contra una cuña de los Basaltos Bella Rica. En el este, está superpuesto con una fuerte discordancia angular por tobas ácidas del Grupo Saraguro. Hay fuertes evidencias, por ejemplo, en Tutucachi [6715-96600], de que tanto las rocas metamórficas como las tobas Saraguro suprayacentes fueron plegadas antes de la deposición de la Toba Jubones, durante una fase de deformación intra-Saraguro.

3.1.2.7 Tenguelillo: Un cuerpo de rocas metamórficas aparece dentro de los Basaltos Bella Rica inmediatamente al oeste de la serpentinita Tenguelillo [6606-96598]. Están pobremente expuestas y comprenden principalmente un campo de bloques rodados de gabro de grano grueso, anfibolita-hbl variablemente foliado, calcoesquisto y granodiorita cizallada. La granodiorita muestra una textura granoblástica recocida (WP-1652). Los grandes granos de cuarzo están deformados y muestran reducción del tamaño de grano en sus márgenes. La roca está cortada por estrechas zonas de actinolita. Los minerales máficos originales han sido alterados a clorita y actinolita. El calcoesquisto comprende epidota, calcita y moscovita con algún mineral opaco (WP-1653B).

3.2 Unidad Pallatanga (McCourt et al., 1997)

Esta unidad comprende rebanadas tectónicas de rocas ultrabásicas, volcánicos oceánicos básicos, volcanoclásticos y sedimentos pelágicos expuestos a lo largo de la cordillera. En el área actual está representada por basaltos afíricos masivos, verde oscuro, con hialoclastitas subordinadas, los **Basaltos Bella Rica**, bien expuestos en [6441-96600], al este de Ponce Enríquez, donde hay numerosas exposiciones naturales y en carreteras, así como trabajos subterráneos. Los principales afloramientos se encuentran entre Ponce Enríquez (Bella Rica) y Tenguelillo, en el Río Jubones y en una cuña fallada al oeste de San Pablo de Cebadas (ver sección de detalles) (Figura 9). La base no aflora y la unidad es suprayacida en inconformidad por el Grupo Saraguro. Los basaltos han sufrido una leve alteración hidrotermal con clorita, calcita, epidota y actinolita. Son tan duros que se suelen describir como silicificados en los informes de las empresas mineras. Sin embargo, las pruebas de adición de sílice son raras. La determinación del buzamiento de la estratificación sólo es posible en presencia de intercalaciones de hialoclastita e, incluso en ese caso, existe cierta incertidumbre debido a su forma irregular.

Las intrusiones de grano fino suelen ser difíciles de distinguir de la lava y dificultan las estimaciones de la potencia. Las intrusiones de dolerita ("diabasa") y gabro presentan feldespatos característicos, alargados y dispuestos radialmente. Esta textura variolítica es típica tanto de la lava como de las intrusiones. La similitud de la petrografía sugiere que las intrusiones son contemporáneas con las lavas. Desde el punto de vista geoquímico, las rocas son basaltos toleíticos de bajo contenido en K (<0.25% K) con características de piso oceánico (Anexo 2). Se sitúan en el campo basalto del diagrama SiO_2/Na_2O+K_2O (Le Bas et al., 1986).

Las serpentinitas aparecen a lo largo de algunas fallas en el afloramiento de los Basaltos Bella Rica (Sección 6).

3.2.1 Interpretación

Geoquímica y petrográficamente los basaltos y hialoclastitas son muy similares a los Basaltos de Chanchán (Dunkley y Gaibor, 1997) y también se asemejan a la Formación Piñón de la Costa (Feininger y Bristow, 1980; Le Brat et al., 1987; Tschopp, 1948). Probablemente fueron erupcionados en un ambiente submarino ya que están intercalados con basaltos almohadillados. Su leve metamorfismo se interpreta como de tipo diastérmico submarino (cf. Aguirre, 1992). Se sabe que los basaltos con química de piso oceánico se forman en cuencas marginales (Kokelaar y Howells, 1984), y un escenario similar es posible para los Basaltos Bella Rica.

3.2.2 Detalles

3.2.2.1 Bella Rica, Tres Ranchos: En esta zona la unidad tiene una potencia de al menos 1 km. Las exposiciones en Bella Rica [6441-96600] y Tres Ranchos [6447-96588] son lavas azul-verdosas masivas, extremadamente duras, que localmente tienen excelentes almohadillas. Las lavas son holocristalinas, variolíticas, afíricas y fuertemente alteradas (por ejemplo, WP-273, 448). El mineral máfico original (¿clinopiroxeno?) ha sido alterado a actinolita. Hay numerosas vetillas de epid + act + pirita + albita + qtz + chl + calc. La hialoclastita de Tres Ranchos muestra fragmentos de vidrio angulares, afíricos, de entre 1 y 10 mm de longitud. Hay una fuerte alteración a calc + chl + act + esfena (WP-452A). En general, las hialoclastitas han sufrido mayor alteración que las lavas. Las muestras geoquímicas de la carretera de acceso a Bella Rica comprenden basaltos y doleritas fino-granulares con fuerte alteración propilítica (WP-1666, 1667, 1668). La dolerita era probablemente subvolcánica (nivel alto) porque incluye vidrio cloritizado intersticial (WP-1666). También presenta una textura variolítica. Las plagioclasas largas y delgadas están fuertemente corroídas. Algo del anfíbol, que ocupa en gran parte los espacios entre las plagioclasas radiales, es hornblenda primaria, no un producto de alteración.

3.2.2.2 Río Gala, Tenguelillo: El segundo gran afloramiento se encuentra en la esquina noreste de la hoja Ponce Enríquez 1:50000 [6590-96620], alrededor de la extensión sur del batolito de Chaucha (Figura 9). Están poco expuestas, pero grandes bloques rodados cubren las laderas. Las doleritas fino-granulares y los gabros, con textura variolítica gruesa, están muy extendidos. Una sección delgada de uno de ellos muestra una textura subofítica de clinopiroxeno y plagioclasa frescos, con sólo una ligera alteración a epidota y clorita (WP-1664). Una gran intrusión de gabro, también con alteración propilítica (WP-1670), está presente en el lado norte [6486-96676] del distrito. En la Quebrada La Cachi [6566-96623] se exponen más de 20 m de hialoclastitas masivas de grano muy fino a medio (clastos de 1-10 mm) y brechas basálticas de grano grueso con abundantes vetillas de calcita.

3.2.2.3 La corneana de Tenguelillo: Inmediatamente al este del afloramiento basáltico de Tenguelillo, hay un estrecho cinturón, de 0.6 a 1 km de ancho, de rocas fuertemente corneanizadas de afinidad incierta. Se trata de rocas excepcionalmente duras, grises, teñidas de blanco, bien fracturadas, que suelen tener un aspecto bandeado (estratificación, ¿bandeado de flujo?). Una sección delgada de una roca gris bandeada [6618-96583] muestra un sedimento fino corneanizado o toba con escasos cristales grandes de cuarzo y considerable mica blanca (en *sprays* radiales) y estilpnomelana (WP-1649). La matriz fina está sobreimpresa por cordierita rica en inclusiones (?). En otro lugar [6617-96584], el cinturón corneanizado incluye indudablemente cuarzodiorita verde, de grano fino, también corneanizada. Las rocas corneanizadas terminan abruptamente en [6620-96582], pasando a rocas típicas del Grupo Saraguro.

3.2.2.4 Oeste de San Pablo de Cebadas: Una cuña fallada de la unidad se encuentra entre San Pablo de Cebadas, en el margen norte del área mapeada, y Narihuiña [6643-96553]. Comprende principalmente basaltos variolíticos masivos (WP-1646), con raras almohadillas.

3.2.2.5 Inlier de Jubones: Se trata de un inlier tectónico este-oeste a lo largo del Sistema de Fallas Jubones. La exposición, en el lecho del río, es excelente. Debido al plegamiento, no puede reconocerse una secuencia coherente. Las lavas almohadilladas están expuestas en algunos lugares, por ejemplo, en Ducos [6425-96337], pero dominan los basaltos afíricos masivos de color verde oscuro. Están cizallados, brechados y veteados con cuarzo por los movimientos del Sistema de Fallas Jubones, rompiéndose a lo largo de superficies lisas y de espejo de falla en pequeños trozos profundamente meteorizados. Es difícil encontrar roca fresca. Las lavas almohadilladas de [6425-96338] están intruidas por un estrecho dique de unos 3 m de anchura. El dique es una diorita de grano fino con abundante anfíbol marrón pálido y una pequeña cantidad de cuarzo (WP-158a). La matriz feldespática está muy alterada a calcita, clorita y sericita.

3.2.2.6 Serpentinitas: Las serpentinitas aparecen a lo largo de la falla vertical del Río Chico, de rumbo este-sureste. La falla puede trazarse entre el Río Chico [6475-96688], cerca de Shumiral, y San Gerardo (Figura 9). Las rocas están fuertemente foliadas, son verdes y afíricas. La foliación es generalmente paralela a la falla. Este estudio ha rastreado los cuerpos tan al este como Tenguelillo, en gran parte sobre la base de bloques rodados. Más allá, dentro de las tobas de Saraguro, las serpentinitas desaparecen y sólo hay fallas con pequeños desplazamientos. Una serpentinita foliada, de hasta 600 m de anchura, aflora en Tenguelillo [6606-96598]. Los márgenes y la foliación son verticales y tienen rumbo noreste. Se encuentra cerca de la extensión inferida de la Falla Río Chico y es probablemente una falla complementaria rellena de serpentinita. La existencia de otras serpentinitas se infiere por bloques rodados en la esquina noreste de la hoja Ponce Enríquez 1:50000, en el Río San Miguel [6625-96663].

3.3 Unidad Celica (nueva)

Las rocas volcánicas expuestas entre Laguna Sarihuiña [6809-95934] y El Cisne [6570-95745] y que comprenden tobas andesíticas-dacíticas profundamente meteorizadas y lavas andesíticas a basálticas se asignan tentativamente a la “Formación Celica” del Cretácico (DGGM, 1973a) sobre la base de relaciones de campo con la Unidad Sacapalca del Terciario temprano suprayacente en inconformidad (sección 3.6). En el área tipo de la cuenca Alamor, a unos 50 km al sur de Zaruma, a la Unidad Celica se le asigna una edad Albiense.

Litologías similares en el área de Zaruma previamente asignadas a las Formaciones Celica y Piñón son provisionalmente consideradas como pertenecientes al Grupo Saraguro y descritas bajo la Unidad Portovelo.

3.4 Unidad Yunguilla (cf. Formación Yunguilla, Thalmann 1946)

Las secuencias turbidíticas de edad Maastrichtiense, que han sido asignadas a la Unidad Yunguilla, se presentan a lo largo de los márgenes oriental y occidental del mapa.

En el este, flanqueando los márgenes occidentales de la Cordillera Real, los principales afloramientos se encuentran en Cumbe y al oeste de Selva Alegre (ver detalles) (Figura 1). El inlier de Cumbe comprende más de 1.5 km de estratos. En su lado oeste, la unidad está aparentemente sobreyacida por la Formación Quingeo. Todos los demás contactos se producen con la Unidad Sacapalca y/o el Grupo Saraguro, que la cubren en inconformidad. La base no aflora.

En Cumbe, los cortes de carretera [7218-96581], a casi1 km de la parte superior de la secuencia, muestran lodolitas arenosas masivas (no-estratificadas) de color gris medio con numerosas madrigueras de *Diplocraterion* (en forma de U) rellenas de arenisca. Los tubos tienen entre 5 y 8 mm de diámetro y atraviesan la estratificación. Otros tubos serpenteantes rellenos de arenisca, de hasta 15 mm de diámetro, siguen la estratificación y se asemejan a *Thalassanoides*. Los pequeños fósiles conchíferos y fosfáticos están muy extendidos. Un conjunto de microfósiles (WP-347a, b) de la localidad indica una edad Campaniense-Maastrichtiense (Cretácico Superior) (Petroproducción, 1996). La rica fauna incluye foraminíferos bentónicos y planctónicos, nanofósiles calcáreos y radiolarios. Los macrofósiles de la misma localidad incluyen amonites mal conservados de los géneros *Baculites* y *Hoploscaphites*, confirmando el mismo rango de edad (Woods, 1997). Un análisis de minerales pesados de una arenisca de Yunguilla de aquí comprende zircón 34% (bien redondeado), monacita 6%, turmalina 21%, rutilo 5%, titanita 4%, casiterita 1.5%, apatita 20%, granate 20% y epidota 1.5% (com. pers., Wilfred Winkler, abril, 1997).

En el oeste del área cartografiada, se encuentran sedimentos turbidíticos asociados con los Basaltos Bella Rica de la Unidad Pallatanga. Están expuestos a lo largo del Río Jubones y en el área Bella Rica y se asignan a la Unidad Yunguilla por evidencias paleontológicas y litológicas (ver detalle).

3.4.1 Interpretación

La unidad es marina y dominantemente turbidítica. No hay estructuras sedimentarias que indiquen condiciones de base de olas de la tormenta (*storm wave base*) en el primer kilómetro superior perturbado, aunque esto puede reflejar la destrucción por excavación. La fuente es mixta, metamórfica y volcánica. Los escasos datos de paleocorrientes sugieren una fuente occidental, quizás el bloque de El Oro. La parte superior excavada sugiere condiciones más someras, tal vez de plataforma media. El Dr. Winkler interpreta que los circones bien redondeados indican un ciclo sedimentario en parte secundario, es decir, que derivan en parte de rocas sedimentarias o metasedimentarias preexistentes.

3.4.2 Detalles

3.4.2.1 Cumbe: Estos estratos son principalmente turbiditas, con gradación normal y secuencias de Bouma de estratos (Ta-c). Los estratos suelen tener 0.15-0.3 m de espesor, con intercalaciones de lodolitas gris oscuras, con laminación planar y de 20-40 mm de espesor. Composicionalmente, las areniscas de grano más grueso comprenden granos de cuarzo y feldespato con pequeños fragmentos líticos chertosos de lodolita negra. La proporción entre arenisca y lodolita es variable, en algunos lugares las areniscas alcanzan sólo unos pocos centímetros de espesor y representan menos del 10% de la secuencia. Las concreciones de sílice septaria están muy extendidas. Conglomerados de grano fino aparecen en San Francisco [7218-96570]. La exposición es pobre, pero probablemente se trata de estratos gruesos (>1 m). Los pebbles son principalmente cuarzo de veta, psamita, esquisto y arenisca.

Los rastros de fósiles, principalmente trazas meándricas horizontales, son comunes en las bases de las areniscas. La bioturbación transversal está principalmente ausente, pero hay secuencias delgadas en las que la estratificación está mal definida y la bioturbación es intensa. En [7220-96578] se recogieron datos de paleocorrientes, procedentes en su totalidad de estratificación cruzada ondulante. Las paleocorrientes fueron hacia 038°, 128°, 078°, 037° y 155°, principalmente hacia un vector oriental.

3.4.2.2 Selva Alegre a Manú: Este es un bloque de turbiditas fuertemente plegadas, verticales a volcadas. Está limitado al este por el Sistema de Fallas Girón. El límite occidental está oculto bajo el Grupo Saraguro, pero probablemente sobreyace a las rocas metamórficas de Manú. Las mejores exposiciones ocurren entre [6807-96077] y [6822-96085]. El slumping y el boudinage están muy extendidos, dando la apariencia de una mélange sedimentaria (Lámina 1a). Las rocas son muy similares a las de Cumbe, es decir, conglomerados indurados (casi en su totalidad de clastos de riolita o lodolita chertosa), areniscas de grano fino a grueso e intercalaciones de lodolita chertosa. La mayoría de las areniscas son cuarzosas, pero la única muestra analizada es rica en fragmentos de andesita y riolita y grandes cristales de plagioclasa (WP-595). En [6820-96085], las lodolitas chertosas y areniscas volcadas incluyen una lodolita carbonosa negra blanda de 0.5 m de espesor. Las muestras para el análisis micropaleontológico eran estériles. La estratificación cruzada ondulada de las areniscas tiene una paleocorriente hacia 070°.

3.4.2.3 Área de Bella Rica: Areniscas, limolitas y lodolitas, de al menos 200 m de potencia, que afloran en la Quebrada Florida [6438-96578] fueron descritas como “meta-cuarcitas intercaladas con filitas de moscovita y biotita” por la Misión Belga (Misión Belga, 1996). Sin embargo, muestran poco o ningún metamorfismo. Los buzamientos son moderados a empinados hacia el noreste y el contacto con los basaltos probablemente está fallado (Falla Río Margarita). Los estratos son muy similares a las rocas con amonites del Río Jubones. Comprenden ya sea areniscas de grano fino a medio y lodolitas limosas turbidíticas, en intercalaciones delgadas o, una distintiva arenisca de grano fino masiva, gris oscura, no estratificada con grandes moscovitas detríticas. La mayoría de las rocas son calcáreas, sugiriendo la presencia de microfósiles calcáreos. Un análisis micropaleontológico indica una edad del Cretácico tardío, probablemente Maastrichtiense (Wilkinson, 1997).



Lámina 1a. Unidad Yunguilla. Típicas areniscas y lodolitas limosas turbidíticas alteradas y boudinadas. Tramo de carretera [6807-96077] entre Manú y Selva Alegre



Lámina 1b. Alteración argílica en riolita o andesita alterada? Zaruma [6536-95925]. La abundante pirita diseminada da colores de meteorización amarillo sulfuroso

3.4.2.4 Área de Río Jubones-Ducos: Una arenisca distintiva ocurre en el Inlier de Jubones. Tiene óxidos de meteorización, es gris-oscura cuando está fresca y completamente masiva. Los afloramientos en Ducos [6414-96342] indican un espesor considerable (> 100 m). En sección delgada, una arenisca de grano fino [6397-96330] está compuesta por granos angulares de cuarzo de tamaño uniforme, feldespato sericitizado, moscovita, escamas de biotita (plegadas por compactación), minerales opacos, foraminíferos y posibles ostrácodos (WP-178). Se encontró un gran amonites en esta arenisca cerca de Ducos [6414-96342]. Posiblemente pertenece a la superfamilia *Perisphinctaceae* (Woods, 1997). Otras rocas sedimentarias se encuentran en la ventana de Jubones. En Calayucu [6463-96337], los afloramientos en el río consisten en delgadas de lodolitas chertosas negras, areniscas de grano fino chertosas color marrón pálido y limolitas. Son turbiditas distales. Algunas presentan estructuras de deshidratación en miniatura, como volcanes de arena. A solo 200 m río arriba, se encuentran afloramientos de un conglomerado espectacular, de aproximadamente 50 m de espesor. Está compuesto por fragmentos angulares de cobbles y bloques bien compactos de jaspe, chert negro, basalto, obsidiana fresca y dolerita de grano fino. Esta última tiene la textura variolítica típica de los Basaltos Bella Rica. La matriz es una lodolita roja chertosa. Estratos indistintos y muy masivos están definidos por cambios en el tamaño de los clastos.

Al este de Ducos [6437-96337], hay grandes afloramientos de areniscas de grano grueso, masivas, quizás turbiditas proximales. Los estratos individuales tienen aproximadamente 3 m de espesor y varían de conglomerado fino a arenisca fina. La estratificación cruzada de dunas en las areniscas muestra un flujo de paleocorriente hacia 288°. El cuarzo de veta y el feldespato son los componentes dominantes. Areniscas de grano fino y raras lodolitas chertosas color marrón pálido se intercalan entre las areniscas de grano grueso.

3.5 Formación Quingeo (Hungerbühler y Steinmann, 1996; Steinmann, en preparación)

Esta Formación se define como areniscas, limolitas, conglomerados y lodolitas de color rojo/púrpura. Aflora principalmente al norte del área de estudio, alrededor de Quingeo [7335-96715], donde tiene al menos 1.2 km de potencia. Allí, la base no está expuesta y la Unidad Yunguilla se encuentra corrida sobre la Formación. La parte superior está marcada por el Grupo Saraguro, que se encuentra de sobreyaciendo en inconformidad.

Las rocas sedimentarias púrpuras que se encuentran por encima de la Yunguilla en Cumbe, a 10 km directamente a lo largo del rumbo desde Quingeo, fueron incluidas anteriormente dentro del Grupo Saraguro (Figura 1; DGGM, 1974). Debido a la similitud litológica con el área tipo, las correlacionamos con la Formación Quingeo.

En Cumbe, la base se establece donde las turbiditas desaparecen, la bioturbación vertical se vuelve intensa y hay un cambio de color desde los grises de la Unidad Yunguilla a areniscas y lodolitas chertosas de color púrpura manchadas de amarillo. La mayor parte de la Formación está compuesta por lodolitas chertosas masivas y mal estratificadas, limolitas y areniscas de grano fino. Las madrigueras tubulares simples llenas de arenisca cortan la estratificación en ángulos variables y alcanzan 10 mm de diámetro y 80 mm de longitud. También se encuentran madrigueras en forma de U. El carbonato está extendido, presente en vetas y lodolitas calcáreas. También hay cuerpos gruesos (hasta 4 m) dispersos de arenisca de grano fino amarillenta y podrida, por ejemplo [7206-96587], que parecen tener laminación planar, aunque la bioturbación puede haber sobreimpreso la estratificación cruzada a gran escala. Los nódulos calcáreos pequeños son comunes.

A unos 100 m sobre la base de la Formación, en la carretera Panamericana [7212-96589], se encuentran lodolitas color ocre con estratificación poco definida y areniscas conchíferas (*shell-packed*) y calizas arcillosas contienen abundantes gastrópodos y bivalvos moderadamente bien conservados (todos articulados) (Woods, 1997). El fósil más abundante es *Pterotrigonia*, un bivalvo de concha gruesa conocido de los estratos maastrichtienses en el norte de Perú. La paleoecología parece reflejar un ensamble de 'vida' in situ, o un ensamble que fue transportado solo una distancia muy corta. Parte de la intensa bioturbación en Quingeo puede reflejar las actividades de gastrópodos y bivalvos. En su área tipo, las dataciones por trazas de fisión indican una edad mínima de Eoceno Medio y una edad superior de Oligoceno Temprano (Hungerbühler y Steinmann, 1996). Los fósiles de Cumbe son maastrichtienses (Cretácico tardío).

3.5.1 Interpretación

La Formación en Cumbe es probablemente una secuencia de ambientes marinos someros a terrestres (deltaicos a fluviales). El enrojecimiento, causado por un incremento de hematita, indica la presencia de meteorización subaérea cercana, probablemente en un entorno árido o tropical. La Formación Quingeo del área tipo se considera principalmente fluvial, con un aporte metamórfico (Hungerbühler y Steinmann, 1996). Es posible que la parte inferior, influenciada por el mar (la que aflora en Cumbe), esté ausente, oculta debajo de la sobrecorrida Unidad Yunguilla.

No hay afloramientos de la Formación al sur de Cumbe, pero hay capas rojas pobremente datadas sobre secuencias de turbiditas del Cretácico en Perú y Bolivia con los que podría correlacionarse (Jaillard et al., 1993). Hacia el norte, la secuencia puede correlacionarse con la Unidad Silante de la Cordillera Occidental, que se encuentra sobre la Unidad Yunguilla al oeste de Quito (Hughes y Bermúdez, 1997). Hacia el este, en el Oriente, las lodolitas y las calizas negras (Formación Napo), con una edad superior al Campaniano Temprano (Bristow y Hoffstetter, 1977), están cubiertas en inconformidad por las capas rojas maastrichtienses de la Formación Tena. Baldock (1982) señala que delgadas areniscas de posible edad Campaniense o Maastrichtiense intercalan entre las Formaciones Napo y Tena y podrían representar una verdadera transición. La llegada de las capas rojas maastrichtienses se interpreta como el mismo evento de somerización representado por la transición Yunguilla-Quingeo.

La Formación Quingeo fue quizás parcialmente contemporánea con las Andesitas Sacapalca y el Grupo Saraguro. Se acumuló más cerca del traspaís metamórfico de la Cordillera Real y más alejada del eje del arco Sacapalca.

3.6 Unidad Sacapalca (nueva)

Comprende una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, con rocas sedimentarias tobáceas (lodolitas rojas, areniscas y conglomerados) y escasas tobas dacíticas/riolíticas. Se encuentra sobre la Unidad Celica y está cubierta por la Formación Gonzanamá al sur del área cartografiada. Esta definición es la misma que la definición litoestratigráfica original de la "Formación Sacapalca" (Kennerley, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977); sin embargo, aquí se redefine como una unidad informal.

El principal afloramiento se encuentra entre la Cordillera Real, Catamayo y El Cisne, donde ocupa el sinclinal Chuquiribamba, de orientación norte (Figura 1). El afloramiento está limitado al este por una falla inversa a normal, orientada al norte (Falla Catamayo), que eleva filitas grafíticas y psamitas lajadas. El lado oeste del afloramiento está poco definido debido a las complicaciones de fallas en El Cisne, intrusiones de granodiorita y corneanización. Una estimación de la potencia mínima, de aproximadamente 3 km, es posible al oeste de Santiago.

La unidad tiene una extensión mucho mayor de lo que se había previsto. Kennerley (1973) consideraba que el afloramiento Catamayo-Chuquiribamba era el relleno de un graben norte-sur que terminaba cerca de Santiago [6890-95800] (DGGM, 1975a). Sin embargo, hay una potencia enorme (> 2 km) de la Sacapalca justo al sur de Fierro Urcu [6837-95887] y es poco probable, dada la geometría estructural, que ésta desaparezca. Además, las mismas litologías son mapeables entre Santiago y Saraguro y descendiendo por el flanco norte de Fierro Urcu. La secuencia andesítica también puede trazarse sin interrupciones hasta el Río León y La Cría. Por lo tanto, una gran parte de lo que anteriormente se mapeaba como el Grupo Saraguro, ahora se asigna a la Unidad Sacapalca (ver detalles).

Los estratos son principalmente andesitas masivas de color rojizo, púrpura y verde, debritas andesíticas (Lámina 2b), conglomerados y tobas ácidas escasas. Las vetas de carbonato irregulares son comunes. En áreas de intercalaciones sedimentarias, el afloramiento presenta características marcadas. Petrográficamente, las andesitas de la Unidad Sacapalca son más frescas que las de la Unidad Celica. Las foliaciones de flujo están bien conservadas y el vidrio fresco se conserva en algunas (WP-881, 893). Una muestra muy fresca cerca de Catamayo está foliada por flujo, con fenocristales de augita y plagioclasa (WP-824). Hay una alteración generalizada a clorita y calcita, pero, en comparación con la Celica, la epidota está en gran medida ausente. Esto es una herramienta de campo útil para distinguir las dos unidades.

La base de la unidad desciende progresivamente sobre rocas cada vez más antiguas hacia el este. En El Cisne, y más al norte, se asienta sobre las andesitas de la Unidad Celica. Hacia el este, cubre rocas metamórficas en Catamayo y al este de Fierro Urcu.

En Catamayo, la unidad incluye estratos indudables del Paleoceno-Eoceno Temprano o más antiguos (Jaillard et al., 1996), ya que está intruida por el plutón San Lucas (59-51 Ma; Aspden et al., 1992) y por la intrusión El Tingo (47 ± 2 Ma K/Ar, hornblenda; 50 ± 3 Ma K/Ar, biotita; Kennerley, 1980). Una nueva datación por trazas de fisión de 66.9 ± 5.8 Ma en la base de la unidad cerca de Catacocha (DH-385, Anexo 1) también sugiere una edad del Maastrichtiense más tardío o del Paleoceno temprano (Hungerbühler, en preparación). Los estratos cubren la Formación Casanga del Campaniense al Maastrichtiense (Jaillard et al., 1996).

La Formación Gonzanamá, que cubre la unidad al sur en Gonzanamá, se pensaba que era del Maastrichtiense o del Paleoceno (Bristow y Hoffstetter, 1977; Kennerley, 1973, 1980; DGGM, 1975b). Sin embargo, tres nuevas dataciones por trazas de fisión (DH-394, 439 y 443), entre Nambacola y Gonzanamá, demuestran una edad del Mioceno Medio (Hungerbühler, en preparación; Anexo 1). Los ostrácodos también muestran similitudes con otra fauna del Mioceno Medio en las cuencas terciarias de Ecuador. Por lo tanto, la Unidad Sacapalca es claramente anterior al Mioceno Medio. Las capas rojas que cubren en inconformidad a la unidad en Catamayo fueron correlacionadas con la Formación Gonzanamá (DGGM, 1975b, a). Sin embargo, probablemente también sean del Mioceno Medio (comunicación personal, Hungerbühler, abril de 1997) y son referidas como Formación Catamayo (Jaillard et al., 1996).

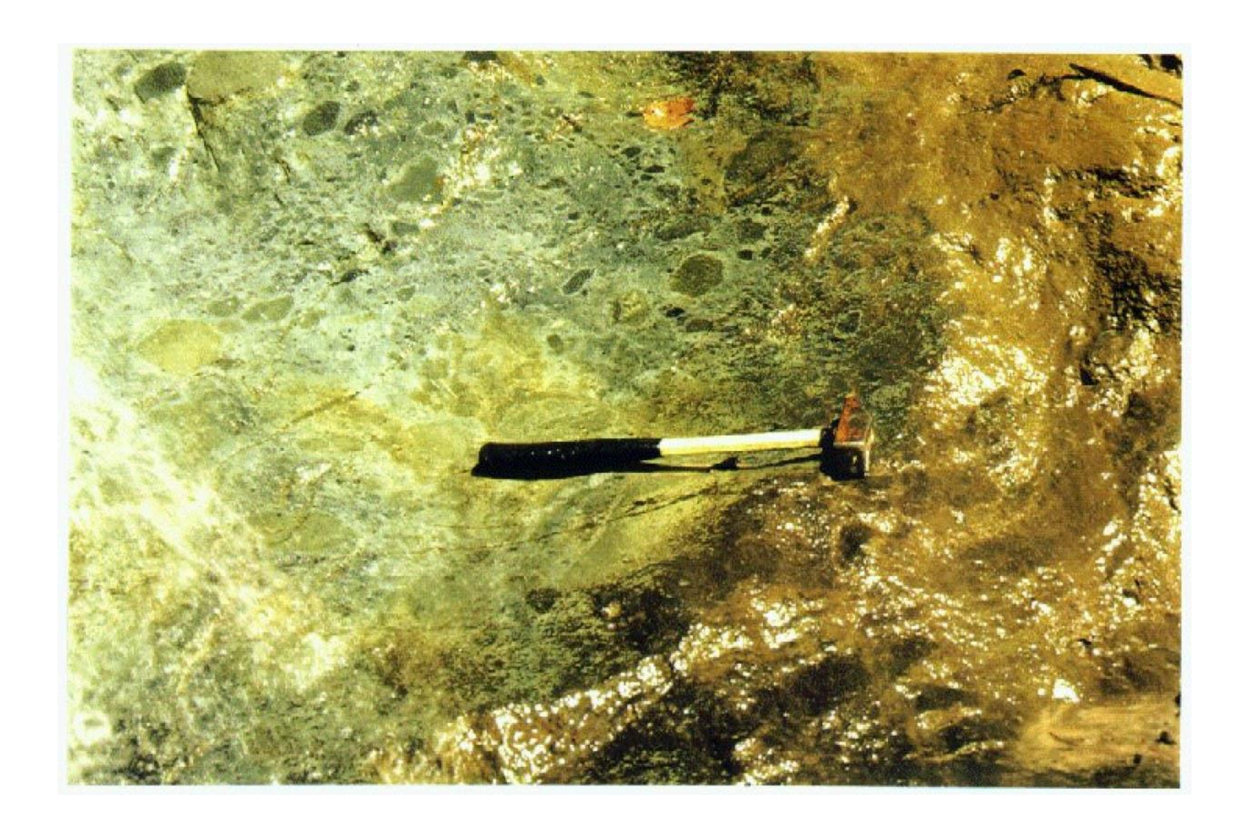


Lámina 2a. Toba de lapilli verde, epidótica expuesta en la mina de oro al noreste de Zaruma, Unidad Portovelo [6544-95925].

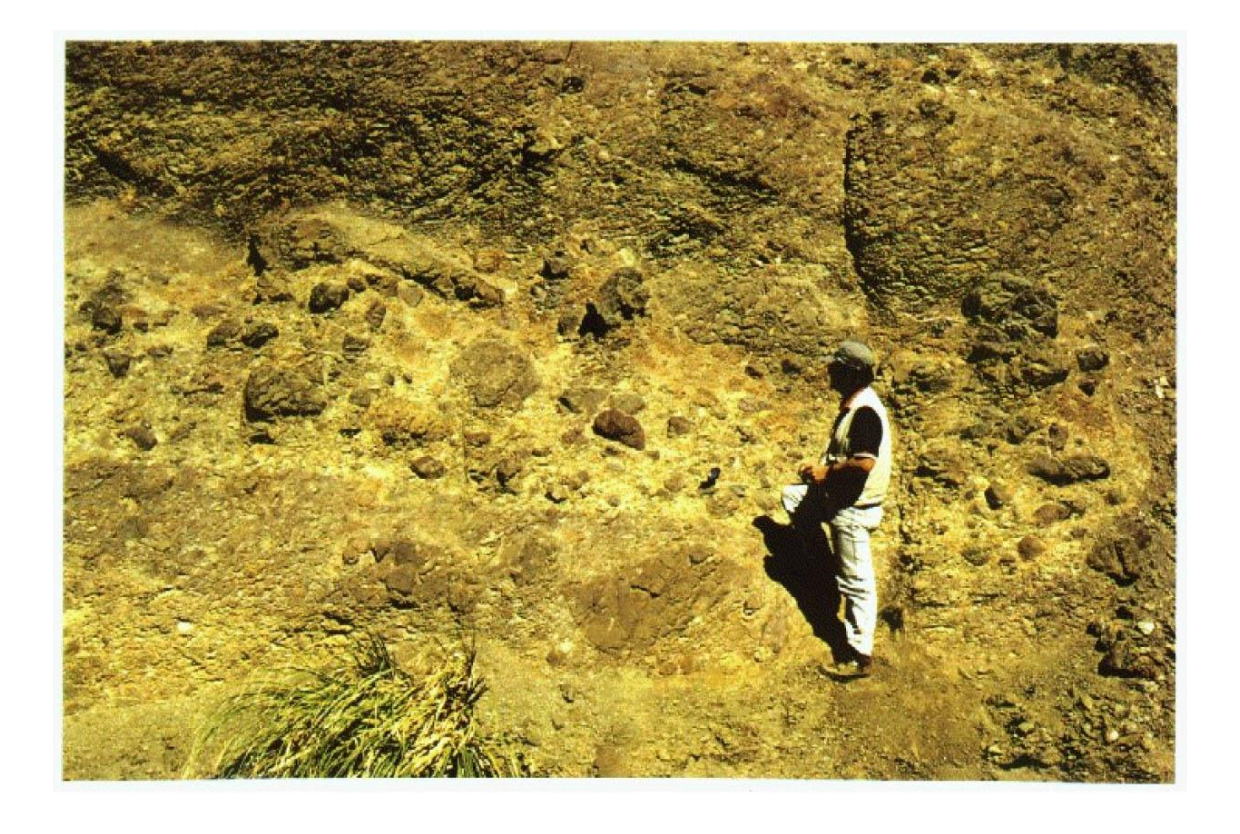


Lámina 2b. Debritas andesíticas, al norte de Catamayo y al oeste de Taquil. Unidad Sacapalca [6899-95696].

En el extremo norte del afloramiento, las andesitas en la carretera [6828-96202] entre Manú y la Mina de Mármol, cerca de la base del Grupo Saraguro sobreyacente, arrojan una edad del Oligoceno Tardío por el método de trazas de fisión (24.8 ± 0.8 Ma) (Anexo 1). Esto puede reflejar un reseteo por calentamiento junto a una intrusión. Sin embargo, es posible que las andesitas dentro del Grupo Saraguro hayan sido confundidas con la Unidad Sacapalca.

3.6.1 Interpretación

La unidad probablemente representa volcanes andesíticos terrestres y escombros asociados de aluviones. La combinación de colores brillantes y características REDOX, como manchas verdes y superficies de juntas blanqueadas, respalda un entorno terrestre. La abundancia de calcita puede reflejar la circulación de aguas meteóricas bicarbonatadas. En ocasiones se desarrollaron lagos temporales. También hay poca evidencia de aporte desde una fuente metamórfica, lo que sugiere que la Cordillera Real estaba atenuada o cubierta por rocas volcánicas. No hay evidencia sólida de un graben tectónico al norte de Catamayo (Kennerley, 1973). No se observan cambios laterales de facies evidentes hacia la Falla Catamayo, por ejemplo.

Si la datación por trazas de fisión de 24 Ma es correcta y se ha atribuido correctamente, la evidencia de edad sugiere que no se representan grandes intervalos de tiempo. Desafortunadamente, no se pueden reconocer inconformidades regionales debido a la monotonía de la secuencia. Trabajos futuros podrían demostrar la existencia de dos secuencias separadas por una inconformidad: una inferior del Paleoceno-Eoceno Temprano(?) y una superior del Oligoceno Tardío. La datación por trazas de fisión del Oligoceno Tardío sugiere que el Grupo Saraguro y la parte superior de la Unidad Sacapalca se interdigitan. Las tobas de flujo de ceniza del Saraguro pueden no haberse depositado en el sur, quizás debido a un cambio hacia el sur de una provincia dominada por flujos de ceniza (Grupo Saraguro) a una provincia dominada por andesitas (Unidad Sacapalca). Alternativamente, las inconformidades importantes pueden haberlas eliminado en el sur. Las pocas delgadas tobas de flujo de ceniza dacíticas, por ejemplo, las del Sinclinal Chuquiribamba, pueden ser representantes distales del Grupo Saraguro.

Los datos geoquímicos disponibles de roca total y la abundancia de andesitas con plagioclasa y clinopiroxeno/anfíbol implican una composición calco-alcalina (arco). El arco se construyó sobre corteza continental (el complejo metamórfico El Oro). Parte de la Unidad Sacapalca puede ser contemporánea con la Unidad volcanoclástica Macuchi del Paleoceno-Eoceno Temprano de la Cordillera Occidental más al norte (Hughes y Bermúdez, 1997).

3.6.2 Detalles

3.6.2.1 Catamayo-Chuquiribamba: Este afloramiento, principalmente andesítico, incluye al menos tres tobas ácidas de flujo de ceniza delgadas (< 30 m). Cerca de Taquil [6896-95693], la más baja, una toba soldada de color amarillo pálido con meteorización tosca, presenta posible pómez y cristales grandes de cuarzo y feldespato dispersos. En Gonzabal [6865-95685], una toba soldada de 10-15 m de grosor contiene pómez común, cuarzo y biotita. La toba ácida estratigráficamente más alta [6858-95698] es muy similar. Una riolita concordante, de unos 60 m de grosor, se encuentra al oeste de Gonzabal [6860-95690]. Probablemente es un sill.

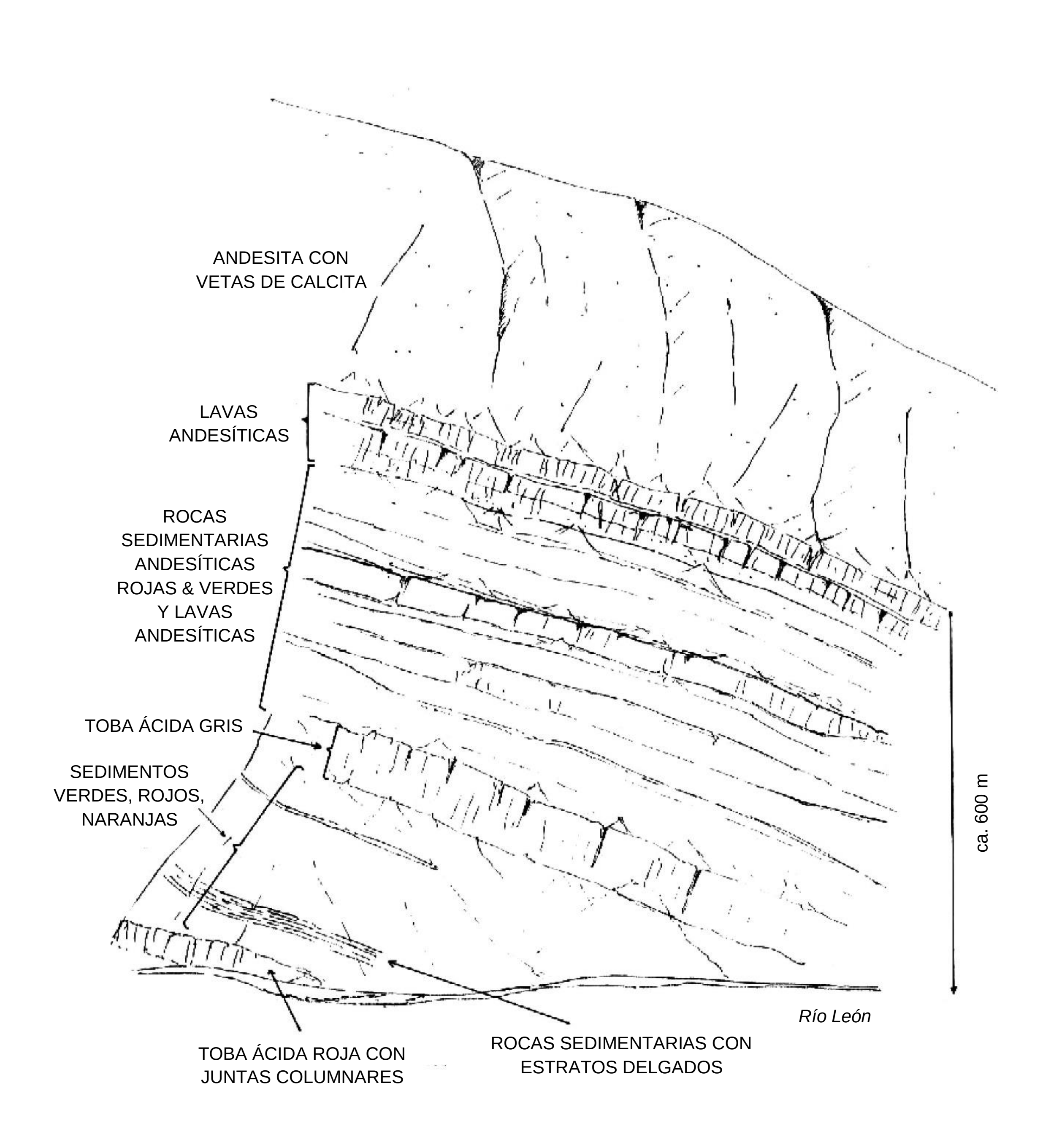


Figura 3. Unidad Sacapalca. Esquema del Filo de Seucer [6880-96195], visto desde el este

3.6.2.2 Fierro Urcu: Desde Fierro Urcu hasta Gualel [6807-95835], una secuencia bien característica de > 2 km está expuesta en el flanco este del Sinclinal Chuquiribamba. Entre [6848-95888] y [6835-95888], las lavas andesíticas porfíricas bien diaclasadas, de color verde oscuro/gris están intercaladas con lodolitas rojas, tobas de lapilli andesíticas fuertemente meteorizadas, conglomerados andesíticos y tobas de pómez. En sección delgada, las andesitas están muy frescas, con fenocristales de anfíbol y plagioclasa, y una excelente foliación de flujo (WP-665). La secuencia culmina, en el núcleo fallado del sinclinal, en una toba ácida podrida por meteorización, con cristales dispersos de cuarzo y feldespato y pómez escasos. Expuesta en Loma Bernabé [6823-95875], tiene aproximadamente 200 m de potencia.

3.6.2.3 Fierro Urcu a San Pablo de Tenta: Entre Fierro Urcu y la carretera Panamericana hay un gran afloramiento. El Río El Llacu expone brechas tobáceas andesíticas, areniscas tobáceas, conglomerados y tobas de pómez dispersas. No hay tobas ácidas. Los componentes son idénticos a los del sur de Fierro Urcu. Esta es un área crítica para demostrar que la misma secuencia en el lado sur de Fierro Urcu continúa en el norte. Algunos de los estratos más altos expuestos de la unidad se encuentran cerca del puente en la carretera Saraguro-Selva Alegre [6898-95999]. Son 15 m de areniscas volcánicas de estratos masivos a medios y de grano grueso a fino. Están mal clasificadas y son inmaduras, dominadas por material andesítico y pobres en cuarzo. Aproximadamente 80 m arriba está la base del Grupo Saraguro.

3.6.2.4 Santiago a Saraguro: La unidad está ampliamente expuesta en la carretera Panamericana entre estos lugares y más al sur. Entre 3 y 4 km al sur de Santiago, cerca de la base, hay andesitas púrpuras podridas [6899-95782] con intercalaciones de rocas sedimentarias. En [6893-95777], 15 m de lodolitas lacustres con estratos muy delgados, localmente con lapilli acrecional, cubren 15 m de tobas de pómez. Conglomerados y areniscas tobáceas mal clasificados se encuentran en [6897-95762].

Lavas andesíticas masivas y brechas tobáceas andesíticas dominan inmediatamente al norte de Santiago. Sin embargo, la secuencia aún incluye rocas sedimentarias: en [6916-95812], la lava o toba andesítica está cubierta por 3 m de estratos delgados de areniscas tobáceas, lodolitas arenosas y lodolitas rojas. A pocos kilómetros al noreste de Santiago, la granodiorita San Lucas intruye lavas andesíticas. Estas rocas son probablemente la parte más antigua de la Unidad Sacapalca en el área de estudio. Forman riscos importantes y bien definidos sobre la carretera y son claramente visibles en fotografías aéreas. La lava en [6936-95832] está foliada por flujo y moderadamente alterada; los fenocristales de plagioclasa se han alterado a calc + epid, y los minerales máficos a chl + epid + calc (WP-733). Cerca de allí, una andesita rica en pirita y clorítica, con foliación por flujo y fenocristales escasos de feldespato y anfíbol, presenta vesículas llenas de clorita. La alteración más intensa en este tramo de carretera puede reflejar la influencia de la intrusión. También es posible que se trate de un cinturón estrecho, de unos pocos cientos de metros de ancho, de la Unidad Celica.

Cerca de San Lucas [6916-95860], las filitas grafíticas están cubiertas por andesitas en discordancia angular. Las brechas tobáceas andesíticas profundamente meteorizadas en la carretera de acceso a Fierro Urcu [6923-95933] también cubren filitas grafíticas. El contacto es un corrimiento con vergencia hacia el oeste, pero, dado el fuerte contraste en la resistencia entre los tipos de roca, puede ser simplemente una inconformidad con un ligero fallamiento.

3.6.2.5 Saraguro: La secuencia está bien expuesta en la carretera Panamericana entre Saraguro y Paquishapa (anteriormente Urdaneta). La parte más baja es una andesita basáltica de 20 m de grosor, expuesta en [6987-96003]. Es una roca excepcionalmente fresca y apedernalada con una buena foliación de flujo y juntas columnares. Las cavidades de ágata/calcedonia son comunes. Fenocristales de plagioclasa y augita se encuentran en la matriz de vidrio fresco (WP-510). Está cubierta por aproximadamente 120 m de areniscas tobáceas bien estratificadas, ricas en cuarzo, limolitas y lodolitas limosas. Dominan estratos delgados de areniscas tobáceas. Una secuencia prominente de 6 m de arenisca fino-granular feldespática con laminación plana lajada está bien expuesta en la carretera [6987-96007] y forma una característica destacada en la secuencia, de otro modo blanda, en las colinas circundantes. También hay algunas debritas andesíticas con estratificación masiva.

Desde [6981-96017], los 130 m restantes de la unidad comprenden lavas, debritas con meteorización tosca, mal clasificadas y conglomerados. El material de debritas es principalmente andesítico, con algunos clastos de pómez y toba ácida. Las exposiciones en [6991-96023] comprenden 15 m de debritas que cubren lava andesítica de color púrpura/verde con cavidades de ágata comunes. También hay algunos flujos de lava delgados (< 20 m), muy frescos, similares a los que se encuentran en la base. Una sección delgada de uno [7010-96017] es una andesita con foliación por flujo de plagioclasa y mucha augita y magnetita intersticial (WP-506). No son comunes los fenocristales de cuarzo.

La parte superior de la unidad está en [6978-96035], donde una toba riolítica soldada de color rosa cubre las debritas andesíticas. Ésta es la base del Grupo Saraguro.

3.6.2.6 Río León: Las mejores exposiciones de la unidad se encuentran en el Río León, en la unión con el Río Naranjo [6915-96160]. Allí, una exposición tridimensional excelente demuestra un importante sinclinal con orientación norte-noreste [6924-96170] dentro de Sacapalca truncada por los tobas riolíticas Saraguro (incluyendo la Formación Jubones). En el lado oeste del Río León, una única pared de roca [6880-96195], de más de 1000 m de altura, expone aproximadamente 700 m de andesitas rojas y verdes con algunas tobas ácidas (Figura 3). Las partes enrojecidas son las partes oxidadas de los flujos de lava. Los recorridos a pie a través del Río León han establecido una secuencia de andesitas verdes oliva con vetas de carbonato, debritas andesíticas, areniscas y tobas soldadas dacíticas dispersas. Una de estas tobas puede emparejada del lado oeste al lado este del Río León. Se encuentra en el sinclinal truncado, y opuesto, sobre La Unión [6982-96161]. Las exposiciones adicionales [6905-96118], fácilmente accesibles por una nueva carretera a Chuba, comprenden brechas tobáceas/debritas andesíticas con lodolitas rojas dispersas, diques de andesita delgados, con orientación 033/90, y areniscas tobáceas de grano grueso con estratificación plana.

3.6.2.7 Río Manú: Aguas abajo de Manú, en la confluencia del Río Manú y Río Uchucay [6814-96227], se encuentran amplias exposiciones de andesitas verdes y tobas andesíticas con vetas de carbonato. No hay un vínculo directo con las exposiciones del Río León, debido a los corrimientos. Sin embargo, las rocas son tan similares que se consideran parte de Sacapalca. Las andesitas, con una inclinación suave hacia el oeste, están corridas hacia el este sobre la Formación Jubones y el Grupo Ayancay (Lámina 9a), que están en posición vertical a invertida.

3.6.2.8 Girón: Este inlier es el afloramiento más septentrional. Está yuxtapuesto contra el Grupo Ayancay por la Falla Girón y, al sur está cubierto con una fuerte discordancia angular por la horizontal Formación La Paz. Está compuesto por andesitas con meteorización tosca y debritas andesíticas, ricas en cavidades y vetas de ágata/calcedonia, y rocas sedimentarias volcanoclásticas. Se observan excelentes exposiciones de debritas andesíticas calcedónicas, mal estratificadas, y andesitas en Filo de Masta [7086-96525]. Las rocas están muy oxidadas por meteorización. Areniscas cuarzosas de color gris pálido y verde pálido y conglomerados fino-granulares afloran al este de Girón [7081-96506], junto a debritas andesíticas y andesitas. La estratificación cruzada de gran escala poco definida y los canales muestran una paleocorriente hacia 240°. Los clastos en el conglomerado son en su mayoría tobas silicificadas y tobas ricas en cristales de cuarzo con algo de escombros andesíticos. La secuencia, de aproximadamente 20 m de grosor, cubre 15 m de tobas crema mal estratificadas.

3.6.2.9 Cumbe: En las cercanías de Cumbe [7200-96513], se encuentran brechas tobáceas andesíticas con ágatas. Las debritas andesíticas en [7199-96531] están intercaladas con delgadas capas de lodolitas rojas. En El Arrayán [7177-96573] hay exposiciones de andesita con amígdalas de clorita verde brillante, aparentemente debajo de las tobas ácidas Saraguro y justo por encima de la Formación Quingeo. Las tres áreas de afloramiento se interpretan como ventanas de la Unidad Sacapalca.

3.7 Formación Catamayo (Jaillard et al., 1996)

La Formación Catamayo, anteriormente incluida dentro de la Formación Gonzanamá, está compuesta por lodolitas, limolitas y areniscas, tobáceas, de color rojo, crema y verde. Las relaciones de edad con la Unidad Sacapalca son inciertas. Parece sobreponer a la unidad con una discordancia angular en Catamayo. Sin embargo, la zona de Catamayo es estructuralmente compleja, con evidencia clara de corrimiento. En la carretera Loja-Catamayo [6857-96597], a menos de 4 km al este de Catamayo, las filitas grafíticas están corridas hacia el oeste sobre andesitas Sacapalca verticales, de aproximadamente 35 m de grosor, y un paquete de debritas verticales, lodolitas, areniscas tobáceas, color verde brillante, de 70 m de grosor, que podrían ser la Formación Catamayo.

3.8 Grupo Saraguro (DGGM, 1982; Baldock, 1982)

La “Formación Saraguro” y la “Formación Chinchillo” (Kennerley, 1973; DGGM, 1973b) se incluyen aquí dentro del Grupo Saraguro. Este grupo está compuesto por lavas y tobas andesíticas a riolíticas, con rocas sedimentarias subordinadas. Sin embargo, debido a su importancia histórica, se retiene el nombre “Saraguro”, a pesar de que el área tipo para el grupo no está alrededor de Saraguro. Se reconocen cinco Formaciones discretas (Las Trancas, Plancharumi, La Fortuna, Jubones y La Paz) y una secuencia andesítica informal, la Unidad Portovelo, dentro del área de estudio, pero la mayoría de los afloramientos cartografiados comprenden el Grupo Saraguro indiferenciado.

El Grupo ocupa la mayor parte del área de estudio (Figura 1). El afloramiento es más extenso de lo que se mostró en los mapas anteriores a escala 1:100000 e incluye áreas que antes se habían mapeado como Formación Tarqui, como el páramo al norte de Pucará y alrededor de Oña y La Paz. También se reconoce un gran afloramiento, previamente mapeado como Celica (DGGM, 1980a), entre Zaruma y Piñas. Además, no hay una razón lógica para crear una nueva unidad estratigráfica para los estratos que cubren el alto páramo sobre Chilla, Manú y Selva Alegre. En consecuencia, estos estratos que previamente se incluían en la Formación Chinchillo (DGGM, 1973b) ahora se consideran parte del Grupo Saraguro.

El Grupo se caracteriza en su mayor parte por ser horizontal o solo ligeramente ondulado (Lámina 5b). Simplificadamente, hay una declinación gradual en el buzamiento hacia el páramo, en las rocas más jóvenes. Sin embargo, hay excepciones; así, la deformación pre-Formación Jubones a lo largo de fallas creó cinturones de estratos empinados, por ejemplo, en Pedernales, Narihuiña y San Pablo de Cebada.

La litología principal es la toba. Texturalmente, varía desde toba-brecha gruesa (Lámina 3a) hasta toba cristalina (Lámina 3b). Las tobas se sitúan principalmente en los campos de riolita a dacita en el diagrama $SiO_2/Na_2O + K_2O$ (Le Bas et al., 1986; Anexo 2). Algunas, como las de las Formaciones La Fortuna y Jubones, son muy ácidas, con más del 77% de SiO_2 wt%. Los 6 análisis geoquímicos de roca total corresponden bien con las composiciones estimadas a partir de criterios de campo.

Estos criterios son los siguientes:

a) Las tobas andesíticas son verdes, con cristales abundantes de plagioclasa, anfíbol y augita. Las texturas vitroclásticas son raras y las foliaciones de soldadura están menos desarrolladas.

b) Las tobas dacíticas contienen cristales de feldespato (± anfíboles), algunos cristales de cuarzo y tienen una matriz de color verde pálido, rosa o marrón. Las texturas de soldadura y el lapilli de pómez cloritizado son comunes.

c) Las tobas riolíticas son blancas, de color marrón pálido o rosa. Las foliaciones de soldadura son pronunciadas en el afloramiento, pero los vitroclastos suelen ser destruidos por la recristalización y la devitrificación. El contenido cristalino es muy variable; el feldespato y el cuarzo son comunes. La biotita es un componente importante de algunas tobas.

La potencia del Grupo es variable. Hay algunas áreas, como el río León, donde tiene solo 1 km de potencia. Otras, como el área tipo, alcanzan los 3 km. Se considera que las secuencias más completas ocurren solo al norte de los sistemas de fallas de Girón y Jubones. La sección más completa se encuentra entre Narihuiña [6640-96543], donde el Grupo se asienta sobre los Basaltos Bella Rica de la Unidad Pallatanga del Cretácico, y el páramo al norte de Quinuas [6654-96512], cerca de Pucará (Tabla 1). Comprende una secuencia de tobas de flujo de ceniza con al menos una gran discordancia angular.

Las rocas sedimentarias son escasas en la sección tipo, pero alrededor del borde oeste y noroeste del afloramiento del Grupo Ayancay están bien desarrolladas (proto-cuenca de Santa Isabel; Sección 3.8.6). Al oeste del Lineamiento Chaucha-Río Jérez, el Grupo también incluye rocas sedimentarias (Formación Las Trancas) (Tabla 2).

Hay una amplia gama de edades de trazas de fisión y K/Ar para el Grupo Saraguro. Las más antiguas provienen del norte del área de estudio. Al este de La Troncal [7164-97428], las tobas ácidas cerca de la base dieron una edad de 38.6 ± 1.3 Ma (el límite entre el Eoceno Medio y el Tardío) (Dunkley y Gaibor, 1997). Más al noreste [6997-97252], una toba en la base dio una edad de 37.0 ± 1.5 Ma. Estas tobas probablemente se correlacionan con las litologías debajo de la Formación Las Trancas (Tabla 2). La Formación más alta dentro del área de estudio, la Toba La Paz, da una edad de 22.5 ± 0.9 Ma (Mioceno más temprano) (Anexo 1).

Tabla 1. Grupo Saraguro al noroeste de Quinuas

0.2	km	FORMACIÓN SANTA ISABEL: Brecha-toba andesítica. 18.4 ± 0.8 Ma (Mioceno temprano) (Hungerbühler, en preparación).
		Tectonismo y discordancia angular
0-0.4	km	FORMACIÓN JUBONES: 22.76 ± 0.97 Ma (Mioceno más temprano).
0.6	km	FORMACIÓN LA FORTUNA: 23.2 ± 0.8 Ma (Mioceno más temprano). The Formación se acuña al noreste.
		Tectonismo y discordancia angular
2	km	*Las tobas de Narihuiña y Pedernales:* Secuencia establecida entre Narihuiña [6642-96536] y Quinuas [6654-96515]. También, aflora ampliamente entre Hornillos [6760-96570] y Pedernales [6825-96576]. Distintivas tobas soldadas de color rosa, marrón y verde pálido. Fuertes texturas eutaxíticas. Son frecuentes los fiammes pumíceos y hay proporciones variables de cristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbol. Las tobas forman unidades relativamente delgadas (< 100 m). Una toba en [6619-96509] fue datada en 27.7 ± 1.0 Ma (Anexo 1). En Pedernales [6835-96603], las tobas subverticales, con las mismas texturas, están expuestas en una ventana erosiva bajo la horizontal Formación Jubones.
		Tectonismo y discordancia angular
0-1	km	BASALTOS BELLA RICA: Secuencia establecida al noreste de Narihuiña [6643-96553]. Basaltos masivos, localmente almohadillados.

Tabla 2. Grupo Saraguro al oeste del Lineamiento Chaucha- Río Jérez

		Lineamiento Chaucha-Río Jérez
1	km	FORMACIÓN LAS TRANCAS: Tobas dacíticas a riolíticas, tobas-brechas, conglomerados y areniscas ricos en debris metamórficos y andesíticos/dacíticos. Localidad tipo en Las Trancas [6586-96516].
1.75	km	Secuencia establecida entre Tendalitos [6570-96587] y Tenguelillo [6603-96609]. Comprende tobas de flujo de ceniza, soldadas, dacíticas a riolíticas, blancas/rosadas/marrón pálido (contenido variable en cristales de cuarzo/plagioclasa/anfíbol, pómez dispersas) y tobas andesíticas/dacíticas verdes ricas en cristales (plagioclasa/anfíbol), no soldadas o muy débilmente soldadas. También se encuentran lodolitas delgadas de color rojo/púrpura. Cerca de la base se intercalan delgadas lodolitas y limolitas turbidíticas chertosas de color gris pálido a oscuro.
		Tectonismo y discordancia angular
0.4 (?)	km	Rocas corneanizadas incluidas en los BASALTOS BELLA RICA. [6556-96593] y [6618-96583].
1	km	BASALTOS BELLA RICA: Basaltos, localmente almohadillados. [6603-96608]

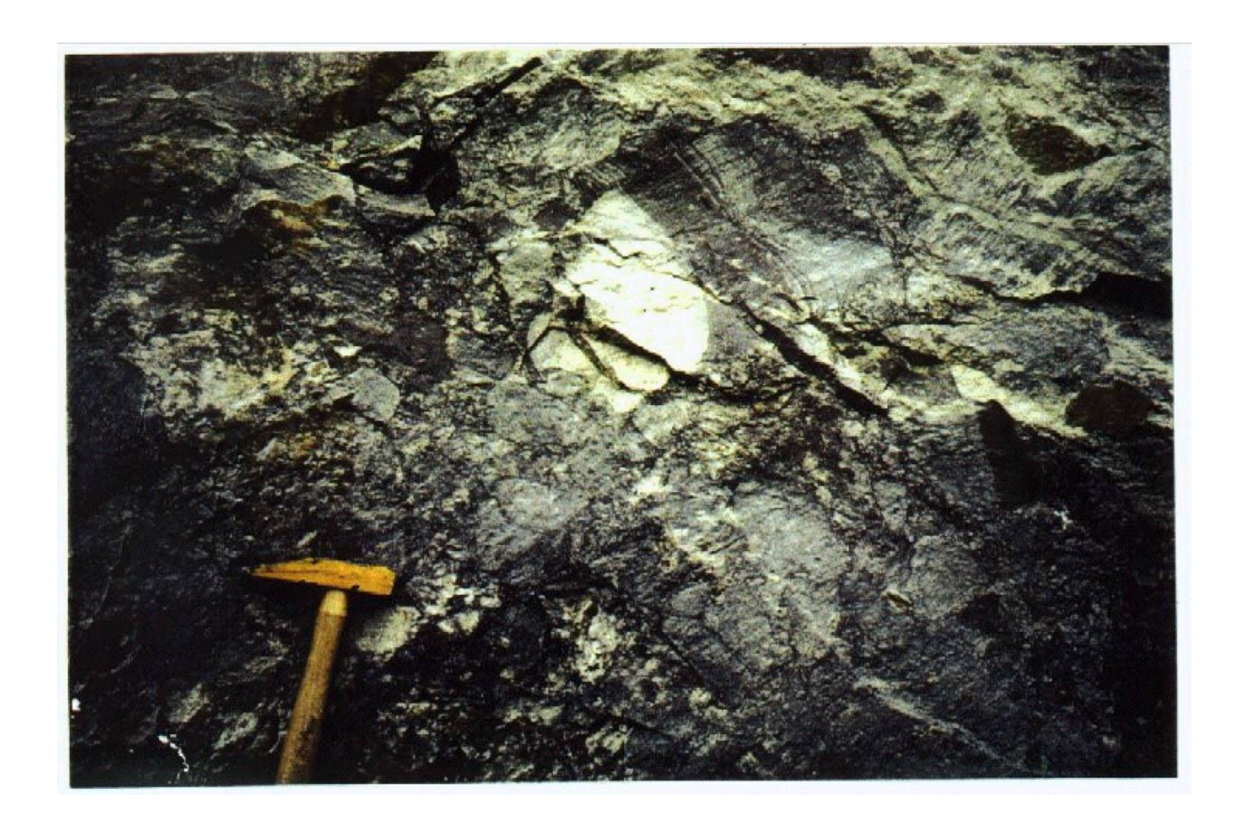


Lámina 3a. Brecha piroclástica, rica en pómez, obsidiana y bloques de toba ácida. Grupo Saraguro. Uzhcurrumi [6573-96328].



Lámina 3b. Toba cristalina poco consolidada con pebbles bien redondeados dispersos de roca volcánica e intrusiva fina. Los cristales son principalmente de plagioclasa y cuarzo. Grupo Saraguro. Tres Chorreras [6635-96498]

3.8.1 Formación Las Trancas (nueva)

Esta Formación comprende tobas de lapilli andesíticas a dacíticas, tobas-brechas, tobas dacíticas a riolíticas, conglomerados y areniscas. Contiene muchos detritos de rocas metamórficas. El afloramiento se extiende desde la llanura costera, a través de La Rica, hasta su desarrollo más potente en el área tipo de Las Trancas (Tabla 2). Más al noreste, la cantidad de rocas sedimentarias intercaladas es muy variable y en el mapa la Formación se muestra interdigitada con el Grupo Saraguro indiferenciado. En la cuenca al noreste [6643-96571], a solo 4 km de Las Trancas, prácticamente no hay material sedimentario. La Formación parece estar restringida al oeste del Lineamiento Chaucha-Río Jérez (Sección 5).

La base está marcada en Las Trancas [6582-96525] por conglomerados ricos en detritos metamórficos. El resto de la Formación no está bien expuesto en Las Trancas, pero la superficie está salpicada de grandes bloques que están aproximadamente in situ. Está dominada por tobas-brechas verdes y estratos de conglomerado/bloques muy mal clasificados. Las tobas-brechas en [6588-96514] son típicas, compuestas por cobbles bien redondeados a angulares de basalto variolítico y microgabro idénticos a las litologías de los Basaltos Bella Rica. Hay menos clastos de psamita micácea, abundante cuarzo deformado y algunos clastos de roca intrusiva alterada a epidota/clorita (WP-252). Cerca, en [6586-96517], hay exposiciones de unos metros de conglomerado masivo y arenisca de grano grueso, mal clasificados, ricos en cobbles de esquisto de moscovita de grano grueso, gneis de moscovita débilmente foliado y roca volcánica.

En los ríos Margarita y Pagua, aguas arriba de San Miguel de Brasil, la Formación es principalmente sedimentaria. La exposición es pobre, pero hay muchos rodados de arenisca. Aproximadamente 2 m de arenisca masiva, de grano grueso, rica en cuarzo, moscovita, feldespato y fragmentos volcánicos ácidos, están expuestos en [6441-96551]. El conjunto de bloques aquí incluye conglomerados tobáceos ricos en clastos metamórficos y cuarzo de veta, areniscas tobáceas verdes de grueso a fino con fragmentos vegetales escasos, lodolitas limosas micáceas moradas/rojas con horizontes carbonosos y fragmentos vegetales. Las muestras (WP-451) enviadas para micropaleontología eran estériles. El río Margarita [6440-96572] muestra un conjunto de bloques similar.

Al sur de San Miguel de Brasil, los acantilados bajos [6418-96552] junto al aluvión de la llanura costera muestran unos 15 m de conglomerados masivos que comprenden clastos de chert bien clasificados y bien redondeados, y cuarzo de veta, principalmente de menos de 30 mm de diámetro. Una buena imbricación sugiere una paleocorriente hacia 258°.

3.8.2 Unidad Portovelo (nueva)

El afloramiento principal ocupa el área desde la Cordillera de Chilla [6550-96140] al sur hasta Zaruma y Portovelo. La unidad está fallada contra rocas metamórficas al sur, a lo largo del Sistema de Fallas Piñas-Portovelo, y descansa en inconformidad sobre el Complejo Metamórfico El Oro en el río San Luis [6721-95931] y en Salvias [6620-95964]. No hay control de edad para la unidad. Trabajos anteriores han incluido esta secuencia dentro de la “Formación Celica” (DGGM, 1982), la Formación Piñón (DGGM, 1973b; DGGM, 1975a) y los “Volcánicos Saraguro” (BGS y CODIGEM, 1993a).

La potencia mínima estimada es de al menos 5 km. Esto se basa en la sección entre el río San Luis y Zaruma [6547-95925], donde el buzamiento regional, definido por intercalaciones sedimentarias menores y tobas de flujo de ceniza soldadas, es constantemente suave o moderado hacia el oeste. Las rocas están muy mal expuestas y suelen estar meteorizadas esferoidalmente, pero donde están frescas, son excepcionalmente duras. Dominan las lavas andesíticas masivas, porfiríticas, de color verde-azul y las tobas cristalinas. Tienen fenocristales comunes de plagioclasa, anfíbol y augita. Las vesículas llenas de clorita, con formas irregulares, dan a algunas de las lavas un aspecto de rompecabezas. Las tobas cristalinas tienen fragmentos pequeños de andesita y escasos cristales grandes de cuarzo. Las tobas de lapilli andesíticas son raras (Lámina 2a).

La unidad muestra una alteración hidrotermal limitada a epidota, clorita y calcita. La epidota reemplaza los fenocristales de plagioclasa. La augita y los anfíboles son reemplazados por clorita y epidota (por ej., WP-1548). La pirita diseminada es común, especialmente concentrada en los minerales máficos. También se reportan pumpellyita y prehnita (Aguirre, 1992). Las andesitas alteradas en arcillas, en halos alrededor de las intrusiones de riolita y las vetas epitermales de Zaruma-Portovelo, son extremadamente difíciles de distinguir de las riolitas (Sección 4.2; Lámina 1b). Se han notado manchas de zeolita en algunas secciones delgadas (WP-1548).

Las lavas almohadilladas afloran en el río Salati [6587-95869] al este de Zaruma, y están compuestas por andesitas basálticas porfiríticas, con almohadillas de aproximadamente 2 m de diámetro. En sección delgada, la roca muestra una textura de enfriamiento, con foliación de flujo (WP-1539). Los fenocristales máficos están completamente cloritizados y las amígdalas de zeolita están ampliamente presentes.

Esta unidad predominantemente andesítica también incluye tobas dacíticas y riolíticas. Exposiciones excelentes en Cerro Nudillo [6691-95885] comprenden una toba de flujo de ceniza soldada, rica en pómez, de aproximadamente 100 m de espesor, con cristales grandes de cuarzo dispersos. Se conserva una textura vitroclástica. El mismo paquete de tobas dacíticas a riolíticas está expuesto en un camino [6633-95935] al noreste de Guizhaguiña. Comprende al menos dos tobas de flujo de ceniza, con un total de 100 m. La inferior es rica en cristales bipiramidales grandes de cuarzo y biotitas escasas, mientras que la superior es rica en anfíboles, feldespatos y menos cuarzos. Una lodolita morada de 0.6 m de espesor separa las dos unidades. Un segundo paquete importante de tobas dacíticas a riolíticas se encuentra al noreste de Salvias [6643-95993]. De aproximadamente 300 m de espesor, está compuesto por tobas de flujo de ceniza soldadas con fragmentos comunes de pómez, anfíbol, cuarzo y cristales de plagioclasa.

La unidad está corneanizada por granodioritas en el río San Luis [6721-95931] y presenta abundante epidota y moscovita (WP-1545). Otras andesitas apedernaladas corneanizadas ocurren al norte del río San Luis [6693-95948]. La pirita diseminada es abundante y una textura granoblástica es visible en la matriz (WP-1525). Los fenocristales de anfíbol están alterados a actinolita + clorita + esfena + pirita. Los dos análisis geoquímicos de la unidad, representados en un diagrama $SiO_2/Na_2O + K_2O$ (Le Bas et al., 1986), confirman una composición andesítica, que se acerca a la andesita basáltica (Anexo 2).

3.8.2.1 Interpretación: La unidad se interpreta como parte de un arco volcánico calco-alcalino desarrollado sobre un basamento metamórfico. La extensa alteración tipo propilítica, junto con las escasas lavas almohadilladas, sugiere que la secuencia es al menos en parte marina.

3.8.3 Formación Plancharumi (Dunkley y Gaibor, 1997)

Esta Formación comprende una secuencia de depósitos volcanoclásticos riolíticos, sedimentos fluvio-lacustres y lavas y brechas riolíticas. Se encuentra cubierta en inconformidad por la Formación Jubones. Las mejores exposiciones se encuentran al norte del área cartografiada, de donde se ha reportado una edad de trazas de fisión de zircón de 25 ± 1.1 Ma (Dunkley y Gaibor, 1997).

3.8.4 Formación La Fortuna (nueva)

Se trata de una toba de flujo de ceniza riolítica soldada con cristales de cuarzo comunes. La Formación reemplaza a los “Volcánicos La Fortuna” (DGGM, 1980c) que fueron definidos de manera similar. El principal afloramiento es un outlier que cubre las crestas del flanco oeste de la Cordillera Occidental. Se encuentra únicamente al norte del Río Jubones, apoyándose con una fuerte discordancia angular sobre los estratos más antiguos de Saraguro y descendiendo constantemente, y suavemente, hacia la costa. También se encuentran “islas” dentro del aluvión de la llanura costera, por ejemplo, al sur de El Guabo [6330-96400 y 6320-96357]. El afloramiento puede seguirse tierra adentro hasta Loma de Bunques [6563-96500], a más de 3000 m de altitud.

Por lo general la toba está fuertemente meteorizada, formando roca descompuesta y suelo blanco. Donde está fresco, por ejemplo, cerca de Pasaje [6324-96354], es de color gris pálido y silícea con plagioclasa dispersa, cuarzo con golfos de resorción y biotitas escasas. Las juntas columnares y la soldadura moderada están bien desarrolladas cerca de La Tigrera [6492-96449]. En sección delgada, hay una clara foliación eutaxítica de soldadura y cristales de cuarzo con golfos de resorción dispersos y biotitas pequeñas y escasas (WP-176). Cerca de Loma de Bunques, a más de 20 km al este de la localidad del Río Jubones, las texturas son idénticas (WP-1222).

La potencia se estima en hasta 600 m, por ejemplo, al sur de La Tigrera [6510-96432].

La Formación es datada mediante trazas de fisión en 23.2 ± 0.8 Ma (Mioceno Temprano) (Anexo 1). Lamentablemente, se acuña antes de los afloramientos más occidentales de la Formación Jubones. Por lo tanto, las relaciones de edad no se observan en ningún lugar. Las dataciones de edad respectivas para las Formaciones tienen barras de error que se superponen, lo que implica que son ampliamente contemporáneas. Geoquímicamente, también son muy similares, a pesar del contenido mucho menor de cristales de cuarzo en las tobas de la Formación La Fortuna, que se ubican casi juntas en el diagrama $SiO_2/Na_2O + K_2O$, bien dentro del campo de la riolita (Le Bas et al., 1986; Anexo 2).

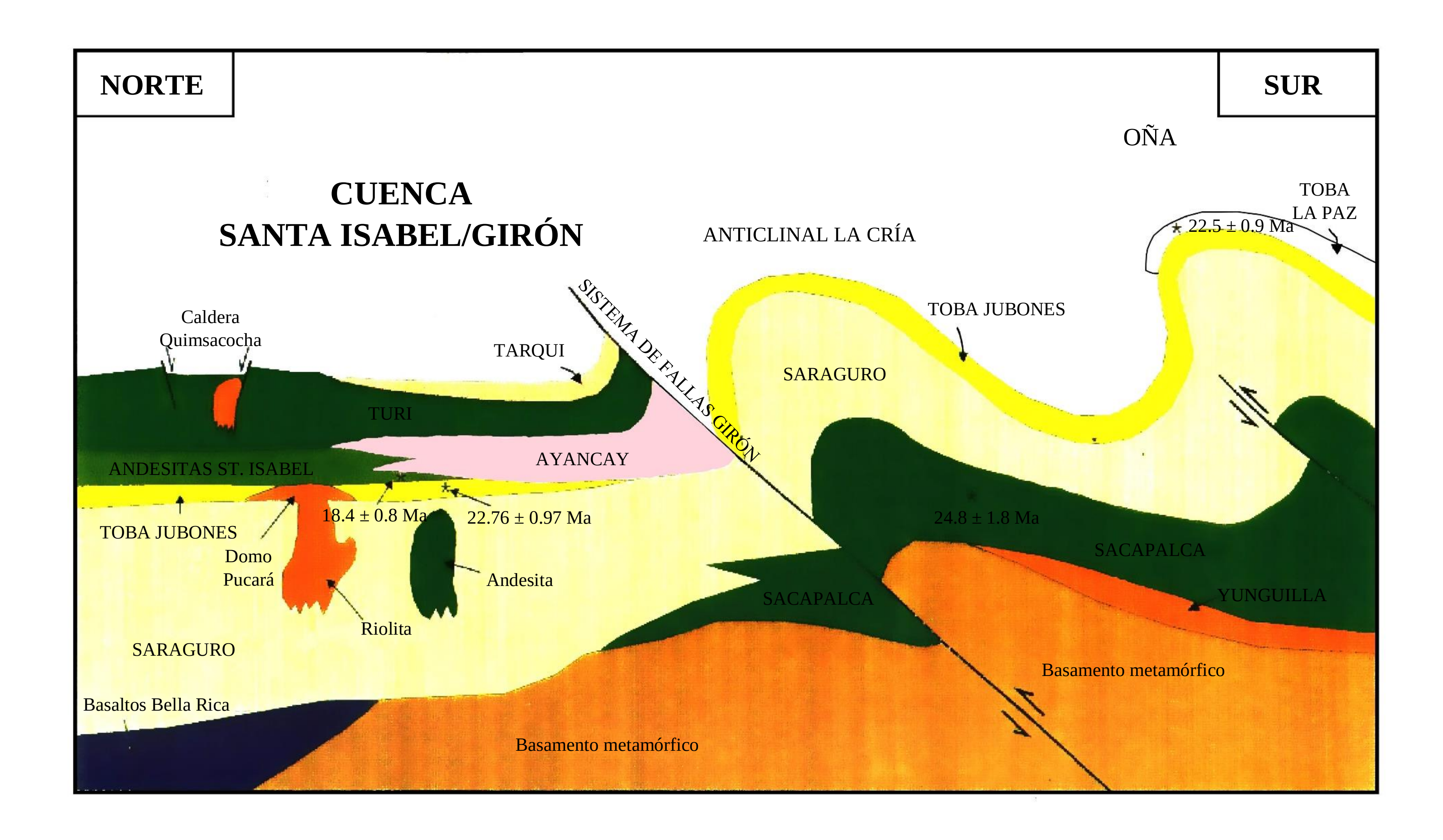


Figura 4. Esquema de la estratigrafía y estructura de la cuenca de Santa Isabel

3.8.5 Formación Jubones (nueva)

Se trata de una toba riolítica cristalina, rica en cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Es un marcador importante y tiene un gran afloramiento. El área superficial cartografiada es de al menos 2700 km^2 (Figura 5). Esto incluye una extensión al norte de 3°S, alrededor de Pimo (Dunkley y Gaibor, 1997; BGS y CODIGEM, en prensa b). La toba es más potente al este de Pucará, donde alcanza al menos 500 m (Figura 5). Se adelgaza hacia el norte y generalmente está eliminada debajo de inconformidades. Se acuña debajo de brechas andesíticas masivas de la Formación Santa Isabel en Quinuas [6663-96508], debajo de las Formaciones Turupamba y Quimsacocha al oeste de la Caldera Quimsacocha, y debajo de las Formaciones Turi y Turupamba en Pimo (Dunkley y Gaibor, 1997). Hacia el eje de la cuenca del Grupo Ayancay, la toba fue eliminada por erosión antes de la deposición de las andesitas de la Formación Santa Isabel.

Al norte del Río Jubones, la toba no se encuentra inmediatamente al este de una línea entre Gañarín [6800-96353], Cañaribamba [6850-96427], Huasipamba [6863-96483] y Tres Lagunas [6853-96554]. Esto a pesar de que se desarrolla generalmente de manera potente hacia el oeste. Esto refleja un levantamiento y erosión a lo largo del Cinturón Gañarín (Secciones 4.2, 6.2) antes de la deposición de la Formación Santa Isabel (Lámina 5a, Figura 5).

Al sur del Sistema de Fallas Girón, la Formación vuelve a aparecer y mantiene una potencia de aproximadamente 160 m. Sobre el Río León, anteriormente fue cartografiada como la Formación Tarqui (Kennerley et al., 1973). El afloramiento más al suroeste, una cuña inusual de aproximadamente 1 km de ancho, se encuentra en Guanazán [6678-96176] (Figura 5). La geometría no se ha estudiado en detalle, pero parece ser un remanente erosional preservado entre dos líneas de falla del Cinturón Gañarín. Los afloramientos son tobas claramente bandeadas. La foliación de soldadura ha sido distorsionada por el flujo (reomorfismo) y está localmente muy plegada, por ejemplo [6684-96163].

La sección tipo, descrita en la Sección 3.8.6, es un corte en la carretera al este del Río Minas [6805-96320]. Se expone una secuencia casi completa, con oleada basal (*base surge*), *lag* brecha y toba cristalina. Sin embargo, esta zonación en tres partes ocurre únicamente aquí. En otros lugares, solo está presente la toba cristalina. Los afloramientos en la carretera Panamericana [7033-96250], al norte del Río León, por ejemplo, comprenden una toba rica en cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, de color rosa y crema, con foliación moderada, con pseudoclastos alargados comunes y fragmentos angulares de andesita dispersos.

La toba no está generalmente afectada por silicificación, pero al noroeste [6798-96593] de Pedernales existe una zona inusual de juntas silicificadas. Un ejemplo bien expuesto [6798-96586] es vertical, de 3 m de ancho y tiene una dirección de 076°. Es parte de un enjambre de juntas silicificadas o fallas menores con una orientación similar.

Al oeste de Santa Isabel, la Formación Jubones ha sido datada por K/Ar en biotita en 22.76 ± 0.97 Ma, Mioceno Temprano. Cerca de Oña, ha sido datada en aproximadamente 23.0 ± 2.2 Ma (DH-486) (Hungerbühler, en preparación; Anexo 1). Una datación por trazas de fisión inmediatamente debajo da 25.0 ± 0.9 Ma (Anexo 1).

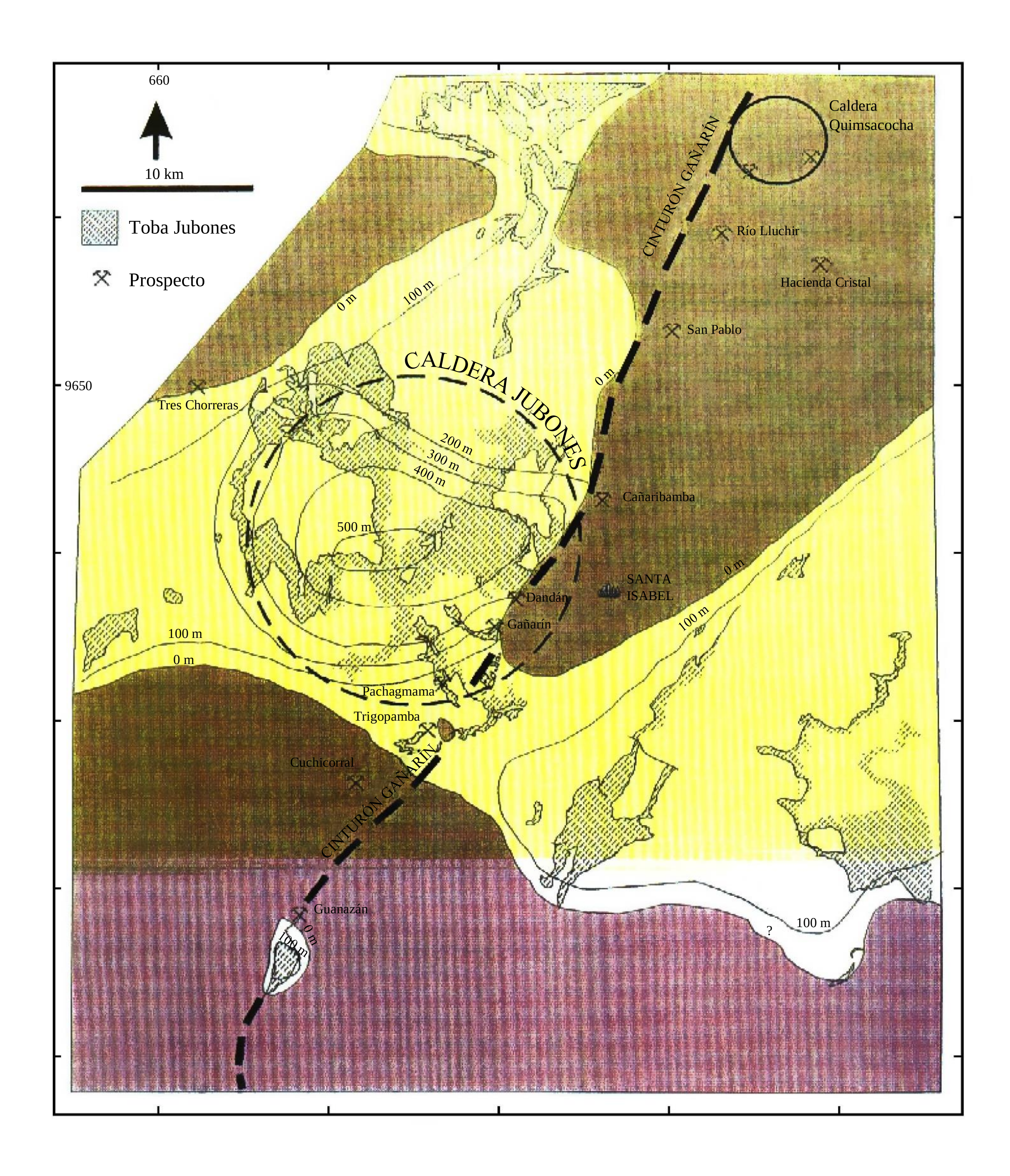


Figura 5. Mapa de isópacas de la Toba Jubones con el lugar propuesto para la caldera de Jubones. Las zonas en las que la toba está ausente reflejan principalmente la erosión postdeposicional. Se muestran los prospectos de oro y las zonas de alteración del Cinturón Gañarín. Espesor en metros.

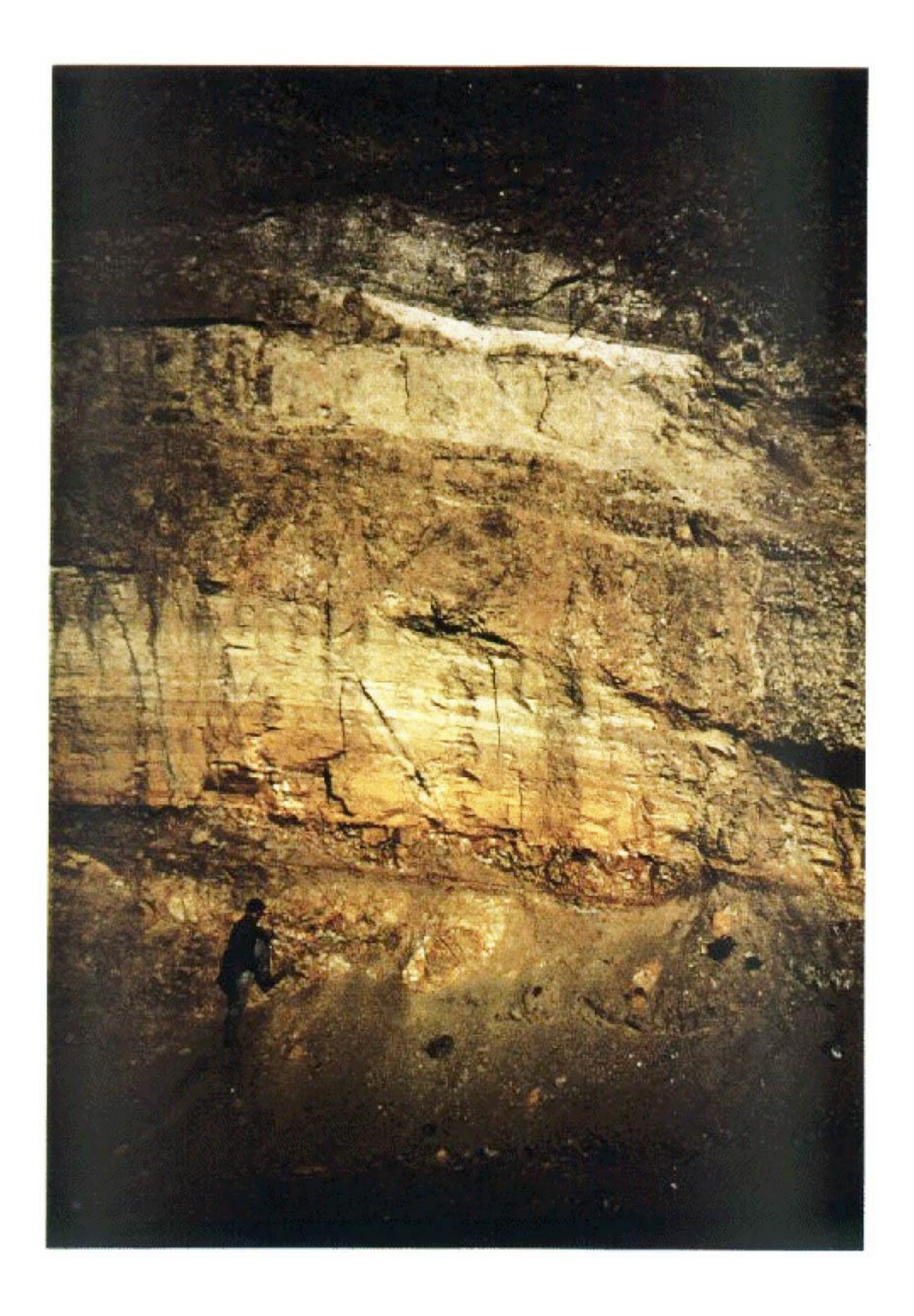


Lámina 4. Oleada basal, de hasta 2.5 m de espesor, de la Formación Toba Jubones. Comienza a casi 1.5 m por encima de la cabeza del geólogo y está fuertemente erosionada por la parte rica en cobbles. Muestra estratificación cruzada a gran escala y bajo ángulo y contiene árboles silicificados en los 0.3 m inferiores. Río Minas [6808-96323].



Lámina 5a. Vista de la Toba Jubones [6806-96318] en el Río Minas. La toba se acuña hacia la izquierda (norte), cortada por una discordancia angular bajo las Andesitas Santa Isabel. La oleada basal amarilla es visible en la carretera (Lámina 4).



Lámina 5b. Estratos típicos del Grupo Saraguro en el Río Tenta [6884-96048], al noroeste de Saraguro. El acantilado tiene unos 500 m de altura. Una potente toba de flujo de ceniza soldada, con juntas columnares, está cubierta por cuatro unidades de flujo delgadas. Se interpretan como productos de la misma fase eruptiva. Por encima, un prominente banco marca los depósitos sedimentarios. Otras tres tobas de flujo de ceniza completan la secuencia.

3.8.6 Formación La Paz (nueva)

Se trata de una toba de flujo de ceniza riolítica, rica en cristales de plagioclasa y cuarzo. Anteriormente, fue incluida en la Formación Tarqui del Plioceno-Pleistoceno (DGGM, 1974). La toba está mayormente en posición horizontal y aflora únicamente al sur del Sistema de Fallas Girón (Figura 4). Ocupa el alto páramo entre Loma Tiopamba [7200-96477], al sur de Cumbe, y Filo de Huaca [7032-96020] cerca de Saraguro. Pequeños outliers, que cubren tobas andesíticas de la Unidad Sacapalca, se encuentran cerca de Girón [7075-96506 y 7096-96534]. El buzamiento aumenta hacia la Falla Girón. Exposiciones con buzamiento de 45° se encuentran debajo de Chachi [7027-96448].

La toba se meteoriza hasta formar una roca descompuesta de color crema o beige. El afloramiento se caracteriza por la abundancia de suelos arenosos de grano grueso (cuarzo). Donde está fresca, por ejemplo, al norte de La Paz de la Independencia [7075-96345 y 7058-96351], la roca comúnmente presenta juntas columnares y muestra una foliación de soldadura débil. Es rica en cristales grandes de plagioclasa y cuarzo bipiramidal. El lapilli lítico es poco común. El contenido de magnetita es alto y la magnetita es común en los suelos.

La base ligeramente discordante está bien expuesta al noreste de La Paz [7128-96387]. La parte basal contiene fragmentos de carbón, árboles carbonizados y muchos pequeños lapilli líticos. Se superpone a tobas con carbones delgados (Sección 3.8.6). En el lado norte del Río León [7020-96250], la Formación La Paz se superpone a la Formación Jubones, pero más al norte desciende a rocas más antiguas y la Formación Jubones se elimina.

La potencia máxima, de aproximadamente 400 m, ocurre al suroeste [7030-96140] de Oña. Hacia el sur, en dirección a Saraguro, disminuye a menos de 200 m. La extensión original, basada en el afloramiento, fue de al menos 800 km^2.

Existen problemas de correlación entre La Paz y Cumbe debido a la dificultad para distinguir la toba de las intrusiones subvolcánicas. Por lo tanto, la Formación no se incluye tan al norte en el mapa geológico, acuñándose en el Grupo Saraguro indiferenciado.

Una datación por trazas de fisión de 22.5 ± 0.9 Ma, obtenida al oeste de Oña, indica una edad del Mioceno Temprano para la Formación La Paz (Anexo 1).

3.8.6.1 Interpretación: Las tobas de flujo de ceniza, probablemente facies de flujos de caldera, dominaron la deposición del Grupo Saraguro. Desafortunadamente, en un solo caso, la Formación Jubones, es posible relacionar una toba de flujo de ceniza individual con un centro volcánico/caldera. Los grupos de dataciones indican que se depositaron enormes espesores en cortos períodos de tiempo. Por lo tanto, largos períodos de tiempo están representados por importantes discordancias. La discordancia angular bajo la Formación Jubones probablemente representa un espacio de aproximadamente 4-5 Ma. Las secuencias sedimentarias dominadas por andesitas, como la “proto-cuenca” Santa Isabel, se interpretan como el material arrastrado de erupciones de fisuras andesíticas o estratovolcanes.

La mayor parte del grupo se depositó en un entorno terrestre. Sin embargo, las escasas intercalaciones de turbiditas grises en la parte inferior (Tabla 1) sugieren el inicio del volcanismo en un entorno mixto terrestre y marino. La Formación Las Trancas es probablemente una secuencia de abanico aluvial y fluvial.

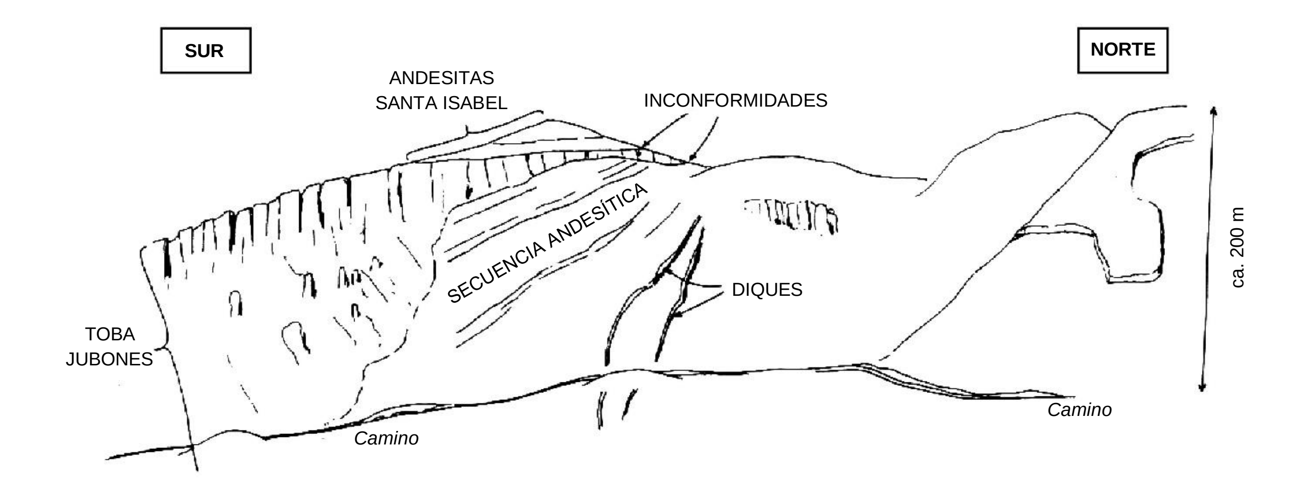


Figura 6. Pared occidental del río Minas, al suroeste de Santa Isabel. Mirando al oeste desde [6806-96320]. Muestra los bloques de falla volcados, relacionados con la formación de la caldera, que existieron inmediatamente antes de la deposición de la Toba Jubones. Las líneas casi verticales dentro de la toba son juntas columnares

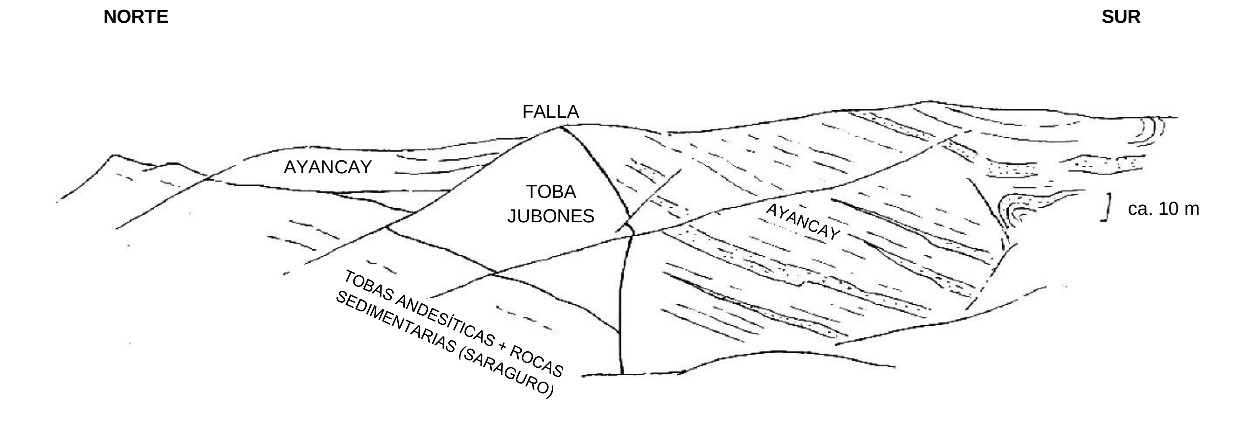


Figura 7. Esquema de la zona al este de San Sebastián de Yuluc, vista desde [6763-96285]. Nótese como la Toba Jubones se acuña completamente hacia la izquierda (norte), bajo la discordancia angular en la base del Grupo Ayancay.

El tectonismo syn-deposicional fue intenso, cambiando de extensional a compresional. Los estratos verticales y plegados subyacentes a la horizontal Formación Jubones en Pedernales indican la intensidad de algunos de los episodios compresivos. El Sistema de Fallas Girón jugó un papel importante, con una probable compresión pre-Formación Jubones en La Cría (Figura 8). Al norte, la Formación Jubones es el nivel más alto preservado del Grupo Saraguro, mientras que, hacia el sur y este, tobas ácidas (Toba La Paz) se preservan sobre la Formación Jubones. Parece que el lado norte sufrió un levantamiento y erosión que precedieron a la deposición de la Formación Santa Isabel.

Hay evidencia de que el Grupo Saraguro estuvo confinado en una cuenca entre la Cordillera Real y la parte occidental levantada de la Cordillera Occidental. La eliminación de grandes espesores de estratos del lado occidental de la Cordillera Occidental antes del inicio de la deposición se infiere por la ausencia de turbiditas Cretácicas, Celica, Quingeo y Sacapalca. La preservación de estas Formaciones, aunque en remanentes, hacia la Cordillera Real, implica un mayor levantamiento en el oeste, quizás a lo largo de una falla inversa importante en la base de la Cordillera. Esto está fuertemente respaldado por la superposición hacia el oeste de la Formación Las Trancas sobre rocas del Grupo Saraguro cada vez más antiguas y, finalmente, sobre el basamento metamórfico cerca de Ponce Enríquez.

El Grupo Saraguro se adelgaza y contiene una mayor proporción de intercalaciones sedimentarias hacia el este. Se estima que es muy delgado, menos de 500 m, debajo de la cuenca de Cuenca (Hungerbühler y Steinmann, 1996). Los mapas de la cuenca de Cuenca (DGGM, 1980b; DGGM, 1980c) también muestran una potencia de hasta solo 1 km, disminuyendo hacia el este. Esto implica que el Saraguro se superpone a las rocas metamórficas de la Cordillera Real.

El volumen eruptivo mínimo de la Formación Jubones se estima en 350 km^3. Un volumen igual o mayor puede haberse perdido por erosión. Tal erupción probablemente fue un evento formador de caldera. Las relaciones entre el volumen eruptivo de tobas de flujo de ceniza (“ignimbritas”) y el diámetro de la caldera (Cas y Wright, 1987), sugieren una caldera de origen probable (tipo fisura en anillo) de 15 a 20 km de diámetro. Los árboles en la base de la oleada basal proporcionan una indicación de la dirección de la explosión inicial. Están alineados de 300° a 042°, con un promedio de aproximadamente norte-noroeste. Esta dispersión puede reflejar variación, o quizás sean árboles bifurcados. Dado que probablemente fueron derribados por la explosión de baja densidad original de la oleada, sin estar involucrados en el transporte, la dirección del flujo fue hacia el norte-noroeste o sur-sureste.

La mejor indicación de la ubicación de la caldera la proporciona el mapa de isópacas, que muestra los mayores espesores alrededor de Pachagmama, Río San Francisco y Río Minas, en el Cinturón Gañarín (Figura 5; Sección 6.2). En la misma área hay evidencia de fallas extensionales de estilo lístrico (ver detalles en la sección). Esto causó la rotación de grandes bloques de falla y la Formación Jubones se acumuló en la topografía resultante (Figura 6). La ausencia de erosión importante en este intervalo de tiempo indica que la falla extensional y la erupción fueron casi instantáneas. Las fallas lístricas mapeadas buzan hacia el centro de la caldera propuesta y los estratos inclinados hacia atrás se alejan de ella.

La caldera propuesta incluye la única área donde se registra una oleada basal y un *lag*, así como una concentración de intrusiones de riolitas subvolcánicas.

La similitud en edad y química entre las tobas de las Formaciones La Fortuna y Jubones sugiere que la primera también puede haber emanado de la Caldera Jubones, aunque no está claro si precedió o siguió a la erupción de la Formación Jubones.

3.8.6.2 La proto-cuenca Santa Isabel: Las mejores exposiciones se encuentran en los acantilados escarpados del Río Jubones debajo de Abañín [6680-96334 a 6735-96326] y alrededor del sitio de la Caldera Jubones. En Pachagmama, las fallas de crecimiento, que tienen una orientación en su mayoría este-oeste y buzan moderadamente hacia el sur, presentan acumulaciones más potentes de areniscas tobáceas en sus bloques hundidos. También se desarrollan cuñas sin-sedimentarias de areniscas y debritas. Algunos bloques colgantes están inclinados hacia atrás unos 20°, de modo que se buzan hacia las fallas de crecimiento. Una gran pared de roca de debritas en [6742-96320], de aproximadamente 200 m de altura, muestra una discordancia angular que corta un suave sinclinal, lo que da testimonio de un fuerte fallamiento syn-deposicional. La intrusión de la riolita de Pachagmama levantó algunos estratos en una zona de unos pocos cientos de metros de ancho, pero tuvo poco efecto en la geometría estructural general.

Cerca de la unión [6701-96343] del Río San Francisco y Río Jubones, hay exposiciones de una debrita, posiblemente un lahar. Se compone de una toba lodosa, rica en feldespato y anfíbol, con abundantes clastos de toba amarillenta de hasta 0.2 m de tamaño. Los márgenes de los clastos son irregulares, lo que implica su incorporación en un estado blando. También son comunes los clastos de lava andesítica, con bordes oxidados rojos. Entre el río y [6706-96327], las exposiciones en la carretera muestran areniscas, conglomerados y tufitas cristalinas lodosas. Hay numerosos ejemplos de canalización y fallamiento syn-deposicional. Algunos horizontes bien estratificados pasan lateralmente a debritas por slumping.

Las exposiciones en el Río San Francisco, al este de Pucará, muestran los 250 m de estratos debajo de la Formación Jubones. Las rocas sedimentarias están menos desarrolladas y son principalmente lodolitas tobáceas de color verde pálido con abundantes lapilli acrecional, algunos rotos, de hasta 15 mm de diámetro, por ejemplo [6748-96420]. Los estratos más bajos comprenden una toba dacítica masiva con abundantes fragmentos líticos verdes y rojos. Esto está cubierto por andesita morada con bandeado de flujo que se asemeja mucho a la toba estratificada debido a la segregación de cristales en bandas. El bandeado de flujo es en su mayoría horizontal, pero localmente [6746-96426] se vuelve vertical. Los planos axiales de estos pliegues de flujo tienen una orientación aproximadamente este-oeste. La vergencia del pliegue muestra un flujo hacia el sur. En sección delgada, las lavas comprenden un *felt* bandeado por flujo de microlitos de feldespato con fenocristales de feldespato fuertemente zonados (en su mayoría alterados a calcita) y fenocristales de anfíbol (alterados a clorita y mineral opaco) (WP-169, 209).

En el Río Jubones, al noreste de San Sebastián de Yuluc, se encuentran los mismos elementos: rocas sedimentarias volcanoclásticas y andesitas. Hay algunos problemas para distinguir entre andesitas intrusivas y extrusivas, pero sin duda hay flujos de lava feldespáticas. En la carretera Cuenca-Machala [6778-96307], la secuencia comienza al este de una falla con orientación noreste, parte del Cinturón Gañarín, con más de 50 m de debritas verde pálido con abundantes cobbles redondeados de andesita. La matriz es rica en cristales de feldespato y material tobáceo. Las debritas están cubiertas por 15 m de areniscas de grano grueso y debritas, bien estratificadas, de color verde brillante y enriquecidas con cobre. Les siguen otros 200 m de debritas, con dos o tres flujos de lava andesítica de color púrpura, de 3 a 30 m de espesor. En la colina opuesta, al sur del Río Jubones, los flujos de lava, localmente con juntas columnares, se adelgazan y se ensanchan, algunos desapareciendo por completo. La secuencia está cubierta por la Formación Jubones.

3.8.6.3 Sección tipo de la Formación Jubones: La sección tipo comienza con un depósito de oleada basal clásico de toba cristalina de grano grueso mal cementada, de 1-3 m de grosor, con estratificación cruzada ondulada, a gran escala y longitud de onda larga, interpretada como antidunas (Lámina 4). Compuesta por granos de feldespato, biotita, cuarzo y fragmentos de roca, se superpone a 0.2 m de lodolita de un posible origen lacustre. Troncos de árboles silicificados son comunes en los 0.2 m inferiores. Cada árbol está fuertemente aplanado, con una proporción de profundidad/longitud de aproximadamente 1:2.5 o 3. Se midió la alineación de 7 árboles: 004°, 160°, 120°, 121°, 042°, 145° y 031°. La toba cristalina está cubierta, con contacto erosional, por una zona rojiza de toba aglomerática rica en cristales (cuarzo, feldespato y biotita) con abundantes bloques bien redondeados de hasta 0.7 m de tamaño. La zona, interpretada como un depósito de *lag* co-ignimbrita, tiene 11 m de espesor en la carretera, pero es más gruesa solo unos pocos cientos de metros al norte y al sur (Lámina 5a). Los clastos incluyen lava andesítica, toba/lava riolítica y algunas lodolitas rojas. Hay bandas distintivas ricas y pobres en cobbles, lo que implica fluctuaciones en el flujo piroclástico.

Sobre el aglomerado, el cuerpo principal de la toba está compuesto por una toba rica en cristales de color crema con clastos más claros de la misma composición en menor cantidad. Muchos pueden ser pseudoclastos, producto de la recristalización. No se observan tubos de desgasificación. Es evidente una foliación planar, en gran parte definida por los ‘clastos’ alineados. En todas partes se presentan juntas columnares a gran escala, con columnas de más de 1 m de diámetro, pero se define mejor hacia arriba y está presente hasta el tope erosionado. Una sección delgada (WP-113) muestra grandes cristales de plagioclasa rota, cuarzo con golfos de resorción y biotita. La biotita está comúnmente doblada por compactación. La matriz está compuesta por rosetas de clorita, resultado de la devitrificación. La recristalización, una característica regional en muchas tobas riolíticas y riolitas del Grupo Saraguro, significa que pocos fragmentos de vidrio se pueden distinguir. Aproximadamente 100 m del cuerpo principal de la toba están preservados en esta localidad; solo unos pocos cientos de metros al norte, toda la toba ha sido erosionada bajo la profunda discordancia angular en la base de la Formación Santa Isabel. En la pared oeste del Río Minas, aproximadamente [6800-96320], la toba parece rellenar una topografía pronunciada (Figura 6).

3.8.6.4 La Paz, Cumbe y Tarqui: Hay un cambio distintivo en el Grupo Saraguro desde La Paz hacia Cumbe, con la presencia de horizontes de carbón y rocas sedimentarias tobáceas. Debajo de la Formación La Paz, al norte de La Paz [7128-96387], hay carbón de 0.4 m de grosor, subyacido por otros 20 m de tobas ácidas estratificadas y soldadas, ambos tipos ricos en fragmentos líticos, y estratos de lodolitas rosas. Debajo yace una toba lítica de unos 80 m de potencia. Esta roca moderadamente soldada, posiblemente la Formación Jubones, es rica en fragmentos líticos aplanados y alineados, de hasta 0.5 m de longitud, incluyendo toba de cuarzo/biotita, pómez, lodolita y toba fuertemente soldada de color marrón pálido. La matriz, de color rosa, fino-granular y probablemente vitroclástica, es rica en cristales de cuarzo y biotita. La parte más baja de la secuencia, en [7138-96386], es un basalto extremadamente meteorizado y abundantes cavidades y vetas de ágata. Puede ser una intrusión, debido a que una intrusión con ligero bandeado de flujo, de composición similar se encuentra cerca en la carretera Nabón [7147-96387]. En una sección delgada (WP-322), ésta última comprende una matriz de plagioclasas plumosas y augita intersticial con olivinos alterados dispersos.

Hacia el noreste, la Formación La Paz se superpone a una secuencia diferente, de carácter más sedimentario. Buenos afloramientos se encuentran entre el punto más alto de la carretera Panamericana [7196-96481] y Cumbe. Las rocas son brechas-conglomerados, dominadas por material tobáceo ácido, tobas ácidos con pebbles, areniscas tobáceas, lodolitas crema y delgados horizontes de carbón [7190-96500]. Fragmentos de plantas no identificadas son comunes en algunos lugares, por ejemplo [7203-96514].

En el lado noroeste del Inlier Yunguilla/Quingeo Cumbe, hay una franja de tobas ácidas y conglomerados profundamente meteorizados. De unos 3 km de ancho, anteriormente se le asignó a la Formación Tarqui (DGGM, 1974). Está empujada contra el Grupo Ayancay por la falla Girón. La secuencia, de unos 1.25 km de espesor, tiene un buzamiento suave (10-30°) hacia el noroeste. Los conglomerados están bien expuestos en la carretera Cuenca-Machala, por ejemplo, en [7171-96626]. En [7142-96593], la estratificación cruzada tabular en las areniscas indica un flujo hacia 160°. Consideraciones estructurales implican que toda la secuencia está debajo de la Formación La Paz y, por lo tanto, completamente en el Grupo Saraguro.

La sección tipo de la Formación Tarqui [7198-9667], a unos kilómetros al noreste de Cumbe, comprende rocas similares, también sobrepuestas por el Grupo Ayancay. Interpretamos los estratos como del Grupo Saraguro. Esto es respaldado por las observaciones en la cuenca de Cuenca, donde la Tarqui es del Mioceno tardío o más joven (<10 Ma) y claramente sobreyace al Grupo Ayancay.

3.8.6.5 El páramo de Chilla, Manú y Selva Alegre: Las tobas ácidas del páramo al sur de Chilla, Guanazán y Manú y al oeste de Selva Alegre fueron incluidas por Kennerley et al. (1973) en la Formación Chinchillo. Abandonamos este término porque las tobas son indistinguibles de los estratos del Grupo Saraguro. Además, el inlier de la Formación Jubones en Guanazán [6680-96165], está dentro de la "Formación Chinchillo". Una datación por trazas de fisión de 20.7 ± 2.4 Ma (Anexo 1) de una lava andesita/dacita a un nivel similar al de la Formación Jubones en Guanazán, pero 4 km al este, en el lado Manú de una importante divisoria de aguas [6727-96144], fortalece el caso.

Las secciones más espectaculares ocurren entre Tauracocha [6703-96036], Sabadel [6718-96057] y el Río Pilincay [6660-96110]. La secuencia horizontal comienza en Tauracocha con unos 200 m de lavas porfídicas dacíticas/andesíticas. Muestran anfíbol, parcialmente alterado a clorita, plagioclasa y escasos fenocristales de cuarzo en una matriz holocristalina muy fina (WP-689). La secuencia continúa en Sabadel con unos 500 m de tobas cristalinas dacíticas, ricas en cristales de plagioclasa y anfíbol. Tres o cuatro unidades de flujo de cenizas son visibles en el acantilado. Éstas están cubiertas por unos 140 m de unidades más delgadas, bien caracterizadas, de tobas dacíticas de flujo de cenizas, ricas en pómez y variablemente soldadas [6730-96085].

Al norte de Gualel, se encuentra una secuencia sedimentaria fluvial dentro del Grupo Saraguro. Al igual que la Formación Las Trancas, es rica en detritos metamórficos. En Cordillera Payana [6737-95884], alcanza unos 160 m y está compuesta por areniscas con pebbles y conglomerados de grano grueso ricos en cuarzo de veta, gneis, psamita, esquisto, feldespato y moscovita. Intercalaciones de lodolitas negras y gris oscuro, y debritas andesíticas lodosas de color púrpura son comunes. En sección delgada, una arenisca de [6744-95886] muestra abundante moscovita, biotita y zircón escasos (WP-1513). La secuencia es sobreyacida por tobas dacíticas horizontales. La base de la secuencia fluvial no se observó en Payana, pero las muestras recogidas por los recolectores de sedimentos fluviales de la cuenta del Río San Luis sugieren que está subyacida por tobas más ácidas. Por esta razón, la secuencia se incluye dentro del Grupo Saraguro. Sin embargo, es posible que sea una unidad del Cretácico.

3.8.6.6 Zaruma-Piñas: Al oeste de Zaruma, las tobas cristalinas que anteriormente se incluían dentro de la Celica ahora se consideran del Saraguro. El afloramiento está bien definido, con unidades que se buzan hacia el oeste en ángulos suaves a moderados. Las tobas de color verde oliva tienen un aspecto de meteorización esferoidal y no son tan resistentes como las rocas de la Celica. En la carretera principal Piñas-Zaruma [6505-95912], las tobas cristalinas andesíticas masivas contienen lapilli de filita grafítica, posiblemente arrancados de los lados del conducto de origen. Estas tobas se sobreponen a una debrita que comprende grandes bloques de lava pálida (¿dacítica?), andesita y cherts dentro de una matriz de lodolita roja. Unos cientos de metros al oeste, en El Portete [6502-95916], una toba de flujo de ceniza dacítica de ca. 50 m de espesor, con juntas columnares, presentó una datación por trazas de fisión de 21.5 ± 0.8 Ma (Anexo 1).

Una toba de flujo de ceniza riolítica, con al menos 200 m de potencia, aflora en outliers a lo largo del Sistema de Fallas Piñas-Portovelo y se encuentra localmente, por ejemplo, en [6478-95916], atrapada como cuñas dentro de líneas de falla. Tiene una textura vitroclástica de grano grueso y no soldada, con pómez escaso (WP-1641). Está dispuesta horizontalmente y parece sobreponerse en inconformidad a las tobas del Saraguro, cortando el rumbo de las anteriores, por ejemplo, en El Portete [6495-95905]. Al oeste de Salati [6595-95863], forma un suave sinclinal de bloque yacente respecto al Sistema de Fallas Piñas-Portovelo. Anteriormente se incluyó en la Formación Tarqui (DGGM, 1980a). Aunque no hay una datación de edad disponible, la incluimos dentro del Grupo Saraguro debido a la falta de actividad de Tarqui tan al sur.

3.8.6.7 San Gerardo: Esta área [6519-96631] de tobas andesíticas y dacíticas (con cristales de cuarzo) profundamente meteorizadas separa los afloramientos de los Basaltos Bella Rica. Las tobas afloran solo en las partes más altas, sugiriendo que son un outlier del Grupo Saraguro, que yace con en discordancia angular sobre los Basaltos Bella Rica.

3.9 Formación Santa Isabel (nueva)

Esta Formación está compuesta por tobas-brechas andesíticas masivas y profundamente meteorizadas de color verde oliva, con escasas lavas de andesita y rocas sedimentarias. Anteriormente se incluyó en la “Formación Saraguro” (Kennerley, 1973).

El afloramiento se puede rastrear desde La Cría [6903-96268], en el sureste, hasta Zula [7042-96492], cerca de Girón. Hacia el oeste, en dirección a Uzhcurrumi [6583-96312], también se encuentra un afloramiento extenso (ver detalles). Cerca de Girón [7023-96512], hay un pequeño inlier. No hay afloramientos al sureste del Sistema de Fallas Girón. La Formación se interdigita con el Grupo Ayancay en el área de Santa Isabel a Girón, de modo que existen lenguas superiores e inferiores (Figura 4). Esto lleva a una situación compleja: en el oeste, las rocas andesíticas están cubiertas por el Grupo Ayancay. Sin embargo, entre Santa Isabel y Girón, éstas cubren al Ayancay. El área crítica es en Santa Isabel, donde se pueden mapear cuñas de capas rojas del Ayancay dentro de las andesitas [6867-96385 y 6872-96406]. Todas se adelgazan hacia el norte y el oeste, fusionándose las lenguas superiores e inferiores de la Formación.

Las litologías típicas, al oeste de Santa Isabel [6860-96384], son tobas-brechas andesíticas blandas, de meteorización tosca. Se pueden distinguir fragmentos angulares de andesita, con dificultad, en una matriz llena de feldespatos y anfíboles. Las rocas están teñidas de blanco, con vetas de calcita y altamente fracturadas.

La base de la Formación está expuesta en el Río Jubones [6803-96303], donde un conglomerado basal impersistente, de hasta 8 m de espesor, sobreyace a la Formación Jubones con una fuerte discordancia angular. Es de grano muy grueso, mal clasificado y polimíctico. Los cobbles bien redondeados, de hasta 0.5 m, son principalmente andesita con feldespato, arenisca, lodolita y toba-brecha andesítica. La matriz es tobácea, con abundantes fragmentos angulares y cristales de anfíbol. No hay clastos de la Formación Jubones.

En gran parte del afloramiento, los estratos inferiores son lodolitas tobáceas amarillas masivas, de aproximadamente 100 m de potencia. La secuencia está bien expuesta cerca de Gañarín [6788-96337] y en el Río León [6881-96290]. También ocurre a ambos lados del Anticlinal La Cría, por ejemplo, en La Cría [6902-96266], Loma de Lagunas [6883-96296] y Las Cochas [6833-96216]. Se reportan gastrópodos y dientes de peces (com. pers. Hungerbühler, febrero de 1997). Los estratos amarillos están cubiertos por una notable secuencia, de 8 a 20 m de espesor, de tobas de grano fino, conglomerados tobáceos y areniscas, de color púrpura/rojo y extremadamente duros (Lámina 10). Los clastos comprenden toba ácida fina, toba-brecha riolítica, toba de cristales de cuarzo y andesita con feldespato. Hay estratos subordinados de toba ácida y lodolita roja finamente laminada .

La Formación se caracteriza en el noroeste, por ejemplo, en Pindochupa (ver detalles), por una gran disrupción a gran escala y un mayor contenido de rocas sedimentarias. Una mélange de lodolita roja, debritas andesíticas y arenisca es común entre el Río Minas y Shadan [6828-96327]. Estos se superponen directamente a la Formación Jubones y grandes *rafts* de la toba están incorporados localmente. En la carretera Cuenca-Machala se encuentran algunos pequeños grabens syn-deposicionales. En [6835-96340], hay un graben en forma de cuña, de 8 m de ancho, dentro de debritas andesíticas masivas. El graben está cubierto por estratos más jóvenes, mostrando que fue syn-deposicional. Las fallas limitantes tienen una dirección noroeste y norte.

La potencia máxima de la Formación es de aproximadamente 400 m. En el noreste, donde está cortada por la Formación Turi, la potencia disminuye de manera constante desde 400 m en el Río Rircay [6983-96430], hasta desaparecer cerca de Santa Teresa [7044-96497], a unos 8 km de distancia.

Se reporta una datación por trazas de fisión de 18.4 ± 0.8 Ma (Hungerbühler, en preparación) cerca de la base de la Formación. En el puente de carretera del Río Rircay [6983-96430], la lengua superior fue datada por K/Ar en 14.2 ± 0.5 Ma (Kennerley, 1980; Anexo 1). También se reporta una edad por trazas de fisión de 18 Ma de la secuencia roja tobácea en la parte superior de las lodolitas tobáceas amarillas (Hungerbühler, en preparación). Kennerley (1980) registró una datación K/Ar de 19.5 ± 0.4 Ma en diques de andesita con rumbo hacia el este en Pachagmama [6733-96325]. Estos diques intruyen los estratos pre-Formación Jubones y podrían representar alimentadores para la Formación Santa Isabel. El límite norte del domo de riolita de Pucará (Sección 4.3) también está cortado por diques andesíticos similares con rumbo hacia el este [6733-96446].



Lámina 6a. Discordancia angular entre la Formación Andesítica Santa Isabel, gris pálido y rugosa, a la derecha y, el Grupo Ayancay. Loma Peña Blanca. Mirando al suroeste desde [6845-96344].



Lámina 6b. Secuencia fluvial del Grupo Ayancay sobre el Río Jubones. La carretera en primer plano corta la Toba Jubones. Por encima del Grupo Ayancay, suelos amarillentos marcan la inconforme Formación Uchucay, buzando hacia la izquierda. Mirando hacia el sureste desde aproximadamente [6795-96318].

3.9.1 Interpretación

La Formación representa un retorno a las condiciones que prevalecieron inmediatamente antes de la erupción de la Formación Jubones. Las andesitas y las tobas andesíticas fueron erupcionadas desde estratovolcanes o fisuras y grandes abanicos proximales de escombros andesíticos se acumularon en un ambiente inestable. La mayoría de las tobas se interpretan como flujos piroclásticos proximales. Algunos elementos, como areniscas, conglomerados y lodolitas rojas, son típicos del Grupo Ayancay sobreyacente, sugiriendo una transición hacia una cuenca intermontana. El slumping fue generalizada y se incorporaron rafts de la Formación Jubones. La secuencia tobácea amarilla, portadora de gastrópodos, probablemente representa condiciones lacustres. Es significativa la ocurrencia de estos estratos, y las rocas tobáceas moradas, en ambos lados del Anticlinal La Cría. Demuestra que el anticlinal, o estructura precursora, no existía durante la sedimentación, un punto importante considerando la complejidad de la tectónica local. Claramente existió una llanura bastante baja y plana entre (al menos) La Cría y Gañarín.

3.9.2 Detalles

3.9.2.1 Este de Uzhcurrumi: En el tramo de la carretera que asciende desde Algodonal [6582-96312] hasta Abañín [6668-96316], hay muchos afloramientos de tobas y lavas andesíticas, masivas. En Unión de Tamacado hay una intercalación de rocas sedimentarias. Los afloramientos [6632-96311] comprenden más de 10 m de conglomerado masivo, con árboles carbonizados, sobre 2.7 m de lodolitas y limolitas grises y blancas con muchos fragmentos de plantas y carbón. Una muestra para micropaleontología resultó estéril. Las lodolitas son calcáreas, con concreciones comunes. La secuencia delgada no está incluida en el Grupo Ayancay porque las tobas-brechas andesíticas masivas reaparecen inmediatamente por encima.

3.9.2.2 Pindochupa: Al norte de la carretera Cuenca-Machala, alrededor de una cresta de lados escarpados en Pindochupa [6818-96336], hay una secuencia relativamente coherente de rocas sedimentarias debajo de los conglomerados basales rojos del Grupo Ayancay. La secuencia se conserva en un graben en miniatura, de forma triangular en planta y hasta 500 m de ancho, desarrollado dentro de tobas-brechas andesíticas. El graben, alineado al sureste, se cierra hacia el sureste. Hay unos 60 m de conglomerados, estratos de bloques, debritas verde pálido y delgadas tobas riolíticas, probablemente de origen de caída aérea. Prácticamente todos los escombros son andesíticos. Los estratos de bloques más gruesos tienen bloques de andesita bien redondeados de hasta 2.5 m de diámetro.

3.9.2.3 Asunción: Una estructura circular, de 7 km de ancho, es visible en las fotografías aéreas y en el drenaje alrededor de Asunción. Sin embargo, en el terreno es difícil de ver. Además, el área dentro y fuera de la estructura está compuesta por las mismas tobas-brechas andesíticas masivas. Localmente, como en Arushumi [6931-96435], la brecha contiene bloques de andesita de hasta 2 m de diámetro. Puede reflejar una caldera, pero no hay indicios de las rocas ácidas normalmente asociadas con la formación de calderas.

3.10 Grupo Ayancay (UNDP, 1969c)

Este Grupo está compuesto por conglomerados rojos, masivos a con estratos gruesos y areniscas color beige intercalados con lodolitas y limolitas rojas, moradas, crema y verde pálido (Láminas 6a, b y 7). También se encuentran raras tobas de caída aérea, horizontes de yeso y carbones delgados. El grupo es equivalente a las formaciones Santa Rosa y Mangán de la cuenca de Cuenca (Bristow y Hoffstetter, 1977; Bristow y Parodiz, 1982). Se interdigita con la Formación Santa Isabel.

El afloramiento lineal sigue el lado norte del Sistema de Fallas Girón entre Cuenca y Girón, ensanchándose hacia el suroeste en la cuenca de Santa Isabel. El eje de la cuenca está ahora marcado por un pliegue mayor, el Sinclinal de Girón.

El Grupo Ayancay muestra una variación lateral distinta. Es más potente y de tamaño de grano más grueso cerca del eje del sinclinal, en el margen sur del afloramiento. Se observan más de 600 m de estratos dominados por conglomerados alrededor de Mina de Mármol [6825-96247], y la potencia total se estima en alrededor de 1.5 km. El tamaño de grano y la potencia disminuyen hacia el norte desde el sinclinal. En el borde norte de la cuenca hay una discordancia angular más suave y ondulada, que cubre una paleotopografía distintiva (Lámina 6a). Hay menos conglomerados y la secuencia es coherente y continua. Por ejemplo, una sola arenisca feldespática verde, de 0.5 m de espesor, se puede seguir desde el Río Jubones [6844-96313] al menos 5 km al norte, en la carretera Cuenca-Machala [6832-96328]. La base es fuertemente inconforme, con sedimentación iniciando sobre el Grupo Saraguro y la Formación Santa Isabel inclinados, fracturados y erosionados (Figura 4; Lámina 6a). Un ejemplo de paleotopografía irregular ocurre en Loma Peña Blanca [6845-96337], donde una paleopendiente en la Formación Santa Isabel está exhumada. Areniscas, conglomerados y lodolitas casi horizontales se superponen a una paleopendiente de 30°. Bolsones de arenisca con pebbles, compuestos por fragmentos de roca, feldespato y cuarzo, se adhieren a la pendiente.

Afloramientos espectaculares de la base también se encuentran en el Río Jubones [6814-96305]. El lecho del río está ocupado por la Formación Jubones. Esto está cubierto, de manera discordante, por unos 20 m de debritas andesíticas (Formación Santa Isabel). Estos a su vez están cubiertos por areniscas del Grupo Ayancay. Esta segunda superficie de inconformidad, claramente una paleopendiente, se inclinaba suavemente hacia el este. Las areniscas se superponen hacia el oeste y aumentan su potencia hacia el este.

La Formación se superpone a un basamento complejo en Shucu [6767-96285], al sur del Río Jubones, que incluye una cuña truncada de la Formación Jubones (Figura 7). La Formación reaparece a menos de 2 km a lo largo del rumbo hacia el noreste [6781-96293], en la misma línea de falla (Cinturón Gañarín). Allí, el desplazamiento de la falla disminuye progresivamente hacia el Grupo Ayancay que la cubre en inconformidad. Los últimos metros más altos de estratos de Ayancay, mejor expuestos cerca de Zula [7043-96493], comprenden lodolitas color crema deslizadas con un delgado (4 cm) carbón. Una edad principalmente del Mioceno Medio es indicada por la datación por trazas de fisión de las tobas de caída aérea. La edad más joven es de aproximadamente 10 Ma (Hungerbühler, en preparación). Hay dos áreas clave para demostrar las relaciones de edad con la Formación Santa Isabel. A lo largo del valle de Girón, entre [6925-96374] y Girón, hay muchos lugares donde las capas rojas de Ayancay están indudablemente subyacidas por tobas andesíticas, por ejemplo, en el Río Rircay [6999-96442]. La segunda área está alrededor de Tuncay, Asunción y Rambrán. En Tuncay [6904-96467], las tobas-brechas andesíticas (Formación Santa Isabel) se desarrollan por encima y por debajo de una secuencia de conglomerados. Las capas rojas se adelgazan y finalmente se acuñan hacia el norte. Hacia el sur, se extienden hasta Laguna Tablón [6911-96463], pero después no hay afloramientos y entre el lago y la carretera Cuenca-Machala, las tobas del Grupo Saraguro están aparentemente cubiertas directamente por la Formación Santa Isabel.

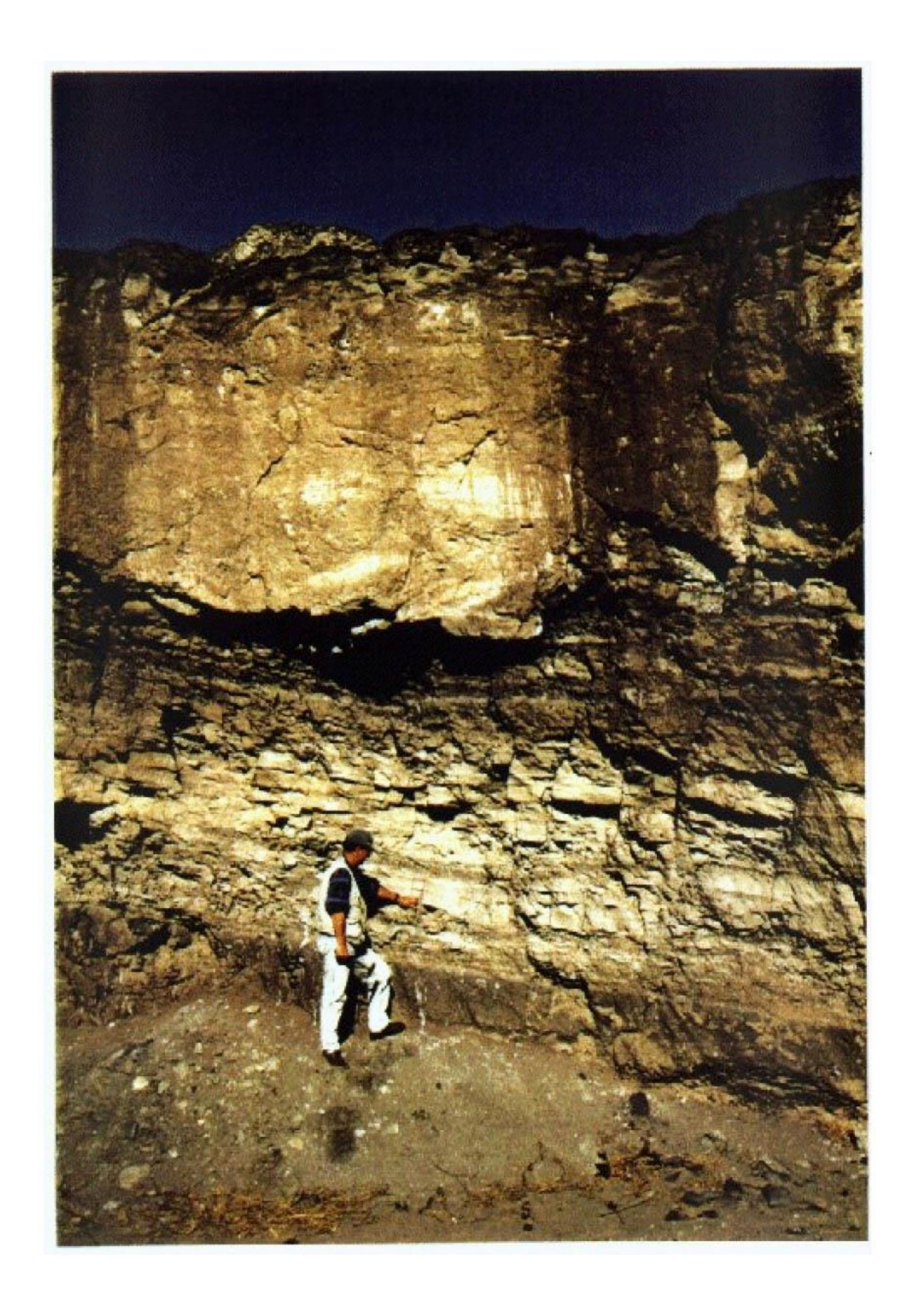


Lámina 7. Secuencia fluvial. Conglomerado fino canalizado a arenisca gruesa por encima de areniscas, limolitas y lodolitas limosas púrpuras con manchas verdes de reducción (a los pies del geólogo). Grupo Ayancay [6812-96298]

3.10.1 Interpretación

La cuenca del Grupo Ayancay, interpretada como una cuenca intermontana, probablemente era mucho más grande que el afloramiento actual. Está claramente vinculada con la cuenca de Cuenca y grandes partes probablemente están ocultas bajo rocas más jóvenes. La sedimentación inicial ahogó las colinas y valles de la paleotopografía, y algunas fallas fueron cubiertas y selladas a medida que la sedimentación superó el fallamiento. Los sedimentos proximales, cercanos a los márgenes de la cuenca, eran abanicos aluviales. Los sedimentos más distales eran fluviales. El estilo de deposición fluvial es incierto, pero las areniscas son en su mayoría tabulares y continuas, con estratificación cruzada interna en surcos (*trough cross-stratification*). Esto, y la ausencia de barras meándricas a gran escala, sugiere sistemas trenzados. Las áreas dominadas por lodolitas y limolitas pueden reflejar ríos meándricos. También se desarrollaron lagos y pantanos temporales.

La cuenca parece haber sido un semi-graben asimétrico, engrosándose y con tamaño de grano más grueso hacia un traspaís meridional con un relieve más alto (Lámina 6a) y con abanicos aluviales extendiéndose hacia el norte desde una falla sur (Sistema de Fallas Girón). Sin embargo, debido al enorme levantamiento post-Ayancay y la erosión (inversión) hacia el sur, es difícil asegurar que la cuenca no se extendiera más al sur.

Los sedimentos se derivaron claramente de varias fuentes. Las paleocorrientes (ver detalles) en el extremo norte del afloramiento, entre Tarqui y Girón, implican una región fuente hacia el oeste. Las paleocorrientes y las facies de grano más grueso en el sur de la cuenca Santa Isabel indican una fuente del sur. En el norte, sugieren una fuente del septentrional y occidental.

La acumulación de una gran potencia de capas rojas requirió una subsidencia acelerada y un cambio en el régimen tectónico al inicio del Mioceno Medio. Las fallas que probablemente controlaron esto fueron el Cinturón Gañarín y el Sistema de Fallas Girón, con rumbo hacia el noreste y norte-noreste. La ausencia virtual del Grupo Ayancay, y de la Formación Turi sobreyacente, al oeste del Cinturón Gañarín implica que fue un control importante. Explicar un régimen extensional entre los dos sistemas de fallas, utilizando el modelo de cizallamiento Riedel (Tchalenko, 1970; Tchalenko y Ambraseys, 1970) o transtensión, requiere un componente de rumbo sinistral. Sin embargo, esto puede haber sido muy pequeño. Una simple extensión este-oeste puede haber sido suficiente para causar un pequeño componente de rumbo sinistral en las fallas controladoras.

3.10.2 Detalles

3.10.2.1 Datos de paleocorrientes: Estos datos provienen de la estratificación cruzada en surcos o tabular. Los datos tienden a respaldar las relaciones de superposición (*onlapping*) observadas en la base. Las localidades cerca del extremo occidental de la cuenca Santa Isabel, donde ocurre la superposición hacia el oeste, muestran un flujo dirigido hacia el este. Una localidad en Loma Peña Blanca [6843-96322] muestra un flujo hacia 115°; el fallamiento en dominó del mismo estrato (fallas 175/70 E) indica una extensión casi contemporánea este-oeste. Más al sur, en Uchucay [6828-96294 y 6819-96298], las paleocorrientes estaban dirigidas hacia 006°, 262°, 320° y 340°, indicando una derivación del sur. Las paleocorrientes cerca de la Falla Girón, en Loma El Quingo [6919-96338], están dirigidas hacia 323° y 312°. Los datos de entre Gigantones [6990-96430] y Tarqui muestran un flujo consistente hacia el este y sureste. En Zula [7043-96493], cerca del contacto con la Formación Turi sobreyacente, el flujo era hacia 157°. Cerca de Girón [7047-96503], el flujo era hacia 196°. La estratificación cruzada en surcos y tabular alrededor de Escaleras [7156-96643] muestra flujos hacia 087°, 140°, 066°, 102°. En Francés Urcu [7169-96674], la estratificación cruzada tabular en cuatro estratos consecutivos de areniscas con pebbles muestra un flujo consistente hacia 100°.

3.11 Formación Turi (Erazo, 1957)

Esta Formación está compuesta por tufitas masivas y mala clasificación (estratos de bloques tobáceos, conglomerados y areniscas) con un fuerte componente detrítico andesítico. Hacia el suroeste, hay un mayor porcentaje de brechas-tobas andesíticas. La Formación fue definida en la cuenca de Cuenca por Erazo (1957). El afloramiento está restringido al norte del Sistema de Fallas Girón y al este del Cinturón Gañarín. Forma los espectaculares acantilados [7067-96554] sobre la carretera Cuenca-Machala al noreste de Girón. En el suroeste, el afloramiento se extiende hasta la Cordillera de San Pablo [6915-96523], sobre San Fernando (ver sección de detalles).

La base, una probable discordancia angular, está ampliamente expuesta. La Formación se superpone al Grupo Ayancay entre Zula [7043-96494] y Tarqui. Buenas exposiciones del contacto se encuentran al oeste [7162-96672] de Tarqui, donde el Grupo Ayancay está cubierto, con una leve discordancia angular, por conglomerados masivos. Estos están bien clasificados con clastos de 4-10 cm de diámetro. Dominan las andesitas, psamitas escasas y tobas chertosas. Al oeste de Girón [7043-96501], los estratos basales son grises, masivos, y formados por horizontes de bloques bien cementados, conglomerados y areniscas feldespáticas de grano grueso. Al sur de Zula, la Formación se asienta sobre la Formación Santa Isabel. El contacto está marcado por el cambio de pendientes suaves con exposición limitada, al afloramiento destacado y característico de la Formación Turi, por ejemplo, alrededor de Balzapamba [6969-96446].

La potencia total máxima es de aproximadamente 1080 m con base en una sección entre Girón y el páramo en Ucshapucará [7040-96558].

Un pequeño horst (?) de la Formación Santa Isabel se encuentra dentro del afloramiento de la Formación Turi al oeste de Girón. Una falla syn-deposicional hacia el noreste [7026-96512] marca el contacto con la Formación Turi. Las lavas andesíticas masivas, sin estratificación, en el lado norte, son reemplazadas al sur por una secuencia mucho más suave, de aproximadamente 240 m de potencia, de areniscas grises, lodolitas verde brillante, debritas y conglomerados.

Considerada anteriormente como del Pleistoceno (Bristow y Parodiz, 1982), la datación por trazas de fisión demuestra una edad del Mioceno Tardío (8-9 Ma) (Steinmann, en preparación).

3.11.1 Interpretación

La sedimentación estuvo dominada por abanicos de escombros de flujos de detritos, con pocas rocas volcánicas primarias. No está claro si los escombros andesíticos provinieron de estratovolcanes andesíticos o de edificios de menor relieve a lo largo de fisuras. Sin embargo, en las imágenes de RADARSAT, Quimsacocha tiene la forma de un volcán; y las Formaciones más jóvenes buzan radialmente alejándose de la Caldera Quimsacocha. Esto puede reflejar un abombamiento posterior a la deposición, pero creemos que la Formación Turi, al menos en esta área, se depositó en las laderas de un volcán, con aproximadamente 40 km de diámetro en la base, y que los buzamientos, al menos en lo que respecta a la influencia del Sistema de Fallas Girón, son similares a las que había en el Mioceno Tardío.

La potencia es muy variable, con una gran potencia hacia Cuenca, Girón y San Fernando, pero muy delgada o ausente al oeste del Cinturón Gañarín. Parece que el volcán estaba situado al pie de, o sobre, una falla normal mayor (Cinturón Gañarín), que descendía hacia el este, y que un cono aluvial de escombros se extendía hacia el este. Cerca del escarpe de la falla, y del volcán inferido, hay tobas andesíticas primarias; más al este, el aspecto es completamente sedimentario.

La paleogeografía probablemente era más compleja hacia el Sistema de Fallas Girón. Al noroeste de Girón, un horst menor suministró escombros hacia el sur. El eje de la cuenca podría haber coincidido con el Sinclinal de Girón. Los datos de paleocorrientes al norte de Girón [7083-96548], y dentro de 1 km de la Falla Girón, están dirigidos hacia 257°, 023°, 342° y 344°, lo que implica una derivación desde el sur.

3.11.2 Detalles

3.11.2.1 Girón y Quimsacocha: Se observan extensas exposiciones de la Formación entre Girón y San Fernando, así como en el camino [6972-96574] hacia Quimsacocha. Las rocas superiores son más blandas y menos consolidadas, como por ejemplo en las exposiciones de acantilados en San Martín [6985-96543 y 6990-96523], pero aún mantienen un fuerte componente andesítico.

Al este de Quimsacocha, el sendero del Río Tutupali presenta muchas exposiciones de debritas masivas, muy mal clasificadas, ricas en cobbles y bloques. La mayoría de los clastos son lava gris pálida o roca intrusiva de composición andesítica/dacítica; tienen fenocristales de feldespato de dos tamaños y fenocristales de anfíbol escasos. Los bloques están bien redondeados y alcanzan 1 m de diámetro, por ejemplo [7052-96654]. Algunos son rojos y oxidados. La matriz de la debrita es tobácea, muy meteorizada, de color amarillo pálido, de grano fino. En el Río San Agustín [7138-96643], debritas similares contienen fragmentos de carbón dispersos en la matriz tobácea podrida. También hay algunos fragmentos de toba ácida rica en cristales de cuarzo.

3.11.2.2 Cordillera de San Pablo [6915-96523]: Estos acantilados exponen aproximadamente 600 m de brechas-tobas andesíticas masivas, tobas cristalinas y areniscas de grano fino tobáceas. Sin duda, hay un porcentaje mucho mayor de toba andesítica primaria que más al este. Exposiciones más al norte, en el camino de Turupamba [6891-96551], muestran brechas-tobas andesíticas verdes, areniscas y conglomerados de grano fino.

3.12 Formación Turupamba (nueva)

Esta Formación está compuesta por tobas riolíticas a dacíticas, con lapilli de pómez común, y tufitas. Aflora únicamente en el páramo al oeste de San Fernando. Se superpone a la Formación Turi y parece estar cubierta por la Formación Quimsacocha. Se acuña hacia el este, donde las otras dos Formaciones se unen.

La base, expuesta en el camino sobre Turupamba [6886-96558], está marcada por areniscas tobáceas (o tobas?) de grano fino distorsionadas, plegadas y brechadas, con fragmentos de carbón escasos. Las rocas están bien estratificadas y muy piritizadas (ver Sección 6.5). A una altitud ligeramente inferior en el sendero, se encuentran tobas ácidas algo estratificadas, que están fuertemente alteradas en arcillas.

La Formación tiene unos 360 m de potencia, pero solo se han examinado los 200 m inferiores. Estos comprenden tobas ácidas, principalmente de 2 a 20 m de espesor, dando al afloramiento un aspecto bien definido, por ejemplo, Laguna Habacota [6866-96575]. En detalle, las tobas son masivas y dacíticas, con pómez verde y cristales de cuarzo comunes. Algunas presentan fragmentos de carbón y pirita diseminada. Localmente [6856-96557], las tobas están muy finamente estratificadas. Un estrato prominente de toba-brecha de grano grueso, de aproximadamente 5 m de espesor, se encuentra justo al oeste de Tres Lagunas [6846-96562]. Está compuesta por fragmentos bien empaquetados, de hasta 0.5 m de diámetro, de toba ácida, riolita foliada por flujo y lava/intrusivo andesítico enfriado. Se puede seguir por casi 1.5 km a lo largo del rumbo. Algunos de los clastos de toba ácida, repleta con cristales de cuarzo, feldespato y biotita, se asemejan mucho a la Formación Jubones.

La parte más superior de la Formación, que cubre Loma Habacota [6868-96573] y el páramo alrededor de [9870-96530], solo se ha visto con binoculares y parece estar compuesta por unidades de toba/lava (?) mucho más potentes y masivas.

3.12.1 Interpretación

La Formación es el producto de numerosos flujos de ceniza riodacítica/riolítica menores, ninguno de los cuales representa erupciones importantes, intercalados con períodos de sedimentación fluvial y lacustre.

3.13 Formación Uchucay (DGGM, 1973b)

Esta secuencia de conglomerados amarillos y estratos de bloques, con una combinación muy variada de tipos de roca locales, está confinada al área de Santa Isabel y se superpone principalmente al Grupo Ayancay con una fuerte discordancia angular (Lámina 6b). La potencia máxima es probablemente de 100 m. En algunos lugares, la base de inconformidad corta pliegues a gran escala en el Grupo Ayancay, por ejemplo, en Hacienda Uchucay [6825-96300]. Se asumió que la Formación era del Plioceno, pero una nueva datación por trazas de fisión da 9.4 ± 0.8 Ma (Mioceno Tardío) (Hungerbühler, en preparación).

3.13.1 Interpretación

La Formación es probablemente una secuencia proximal de cono aluvial, originada en escarpes de fallas. La datación por trazas de fisión es importante porque, en combinación con la edad máxima de 10 Ma del Grupo Ayancay, fija con precisión la deformación compresiva a lo largo del Sistema de Fallas Girón (Sección 5).

3.14 Formación Quimsacocha (nueva)

Esta Formación está compuesta por lavas de andesita fresca, comúnmente foliadas por flujo, y tobas-brechas piroclásticas andesíticas. Las lavas son grises y bien fracturadas, con fenocristales de feldespato alineados por flujo (por ejemplo, WP-352A). En la mayoría de las exposiciones, presentan una meteorización esferoidal. La Formación se encuentra únicamente alrededor de, y dentro de, la Caldera Quimsacocha. Cubre la Formación Turi en el este y sur. La potencia mínima es de 160 m. La base es muy evidente y nítida en el camino [6970-96583] hacia Quimsacocha. Allí, los acantilados de la más blanda y fácilmente erosionable Formación Turi están cubiertos por un terreno más plano que se eleva de manera constante y suave hacia el borde de la caldera. Las foliaciones de flujo medidas buzan consistente y suavemente (5°) hacia afuera de la caldera. Localmente [6923-96652], el terreno está cubierto por bloques redondeados, de varios metros de diámetro, con superficies exteriores características de corteza de pan. Probablemente se desprendieron de flujos de lava o domos y rodaron. Las exposiciones de lava andesítica y brechas piroclásticas andesíticas se encuentran dentro de la caldera [6979-96636 y 6981-96634].

Se infiere que la Formación se superpone a la Formación Turupamba en el oeste, pero el área crítica solo ha sido observada con binoculares. La relación de edad con la Formación Tarqui no se conoce porque las lavas se acuñan antes de las primeras exposiciones de Tarqui.

3.14.1 Interpretación

Las andesitas se interpretan como productos proximales del estratovolcán Quimsacocha.

3.15 Formación Tarqui (UNDP, 1969g)

Esta Formación está compuesta principalmente por tobas y tufitas riolíticas poco consolidadas (conglomerados, areniscas, lodolitas) ricas en cuarzo. Solo se ha cartografiado en el este, alrededor de Saraguro y en el flanco oriental del volcán Quimsacocha. Las capas son casi horizontales. Una discordancia angular en la base es muy clara al oeste de Saraguro, cerca de San Pablo de Tenta [6908-96026], donde los estratos horizontales cubren a los estratos de Saraguro y Sacapalca que tienen buzamientos superiores a 20°. La potencia máxima, al oeste de Saraguro, es de aproximadamente 400 m.

Una toba de lapilli-lítica, riolítica de distintivo color amarillo o beige, con al menos 160 m de potencia, forma gran parte del afloramiento alrededor de Saraguro. Ésta consiste en una matriz arenosa, rica en fragmentos líticos angulares, cuarzo, feldespato y biotita, con fragmentos angulares de 10 a 50 mm de longitud, distribuidos uniformemente, matriz-soportados, de andesita y toba soldada rica cristales de cuarzo. Es evidente una débil alineación paralela a la estratificación de clastos de color verde pálido, posiblemente pómez. En un corte de carretera de 1.5 km de longitud [6955-95985], son visibles difusos estratos, definidos por cambios en el tamaño de los clastos. La roca es probablemente una toba piroclástica no soldada, pero inusualmente rica en cristales. Una exposición espectacular de la misma toba se encuentra cerca del fuerte preincaico en Jera [6949-96033]. Las tobas silicificadas de Saraguro, que se asemejan a la riolita, están cubiertas por 3 m de brecha clasto-soportada del mismo material, interpretada como un paleocoluvión, y luego por más de 50 m de toba de lapilli-lítica. La base de la toba está cubierta por grandes huellas de árboles.

Otros componentes importantes alrededor de Saraguro son conglomerados de grano grueso y estratos de bloques. Se observan buenas exposiciones en la carretera Saraguro-Selva Alegre [6947-95999]. Las tobas líticas descompuestas están subyacidas por al menos 40 m de conglomerados de grano grueso descompuestos con aspecto de abanico aluvial. Los clastos son principalmente andesitas y tobas cristalinas bien redondeadas, ricas en cuarzo, anfíbol y biotita.

Se encuentran outliers entre Oña y Saraguro. En Cerro Zhio [7024-96137], alrededor de 140 m de estratos cubren la Formación La Paz. En una cantera se exhiben aproximadamente 25 m de areniscas blancas y verde pálido, conglomerados de grano fino y tobas de caída aérea, con estratificación delgada a masiva. La estratificación cruzada a gran escala, con estratos en formas de duna de >1 m de amplitud, indica paleocorrientes hacia 009°, 008° y 160°. Fragmentos de plantas se encuentran en los estratos frontales. Raicillas aparecen en las lodolitas tobáceas blancas. Los afloramientos cercanos [7035-96114] están compuestos únicamente por tobas y tufitas ácidas con estratificación delgada a masiva y un muy mal estado de conservación. Cerca de Carboncillo [7030-96100], que probablemente toma su nombre del carbón dentro de la Tarqui, hay más afloramientos de rocas sedimentarias, incluyendo lodolitas, areniscas de grano grueso y conglomerados de grano fino. Todos tienen una estratificación delgada. La magnetita detrítica y los restos vegetales son comunes.

Una riolita vítrea, foliada por flujo, con rayas, color rosa y verde, afírica y, de aproximadamente 40 m de espesor, se encuentra al sur de Carboncillo [7025-96061]. La foliación de flujo sub-horizontal está sobreimpresa por numerosos nódulos silíceos, de 5-25 mm de diámetro. En sección delgada, la matriz de vidrio fresco está sobreimpresa por rosetas de clorita devitrificada radiales (WP-494). No está claro si la riolita pertenece al Grupo Saraguro o a la Formación Tarqui, pero su buen estado de conservación sugiere que pertenece a esta última.

Las tobas ácidas al este de Quimsacocha cubren la Formación Turi del Mioceno Tardío, aparentemente en conformidad. Grandes stocks de dacita, que invaden la Formación al sur de Saraguro [6941-95954], están datados en 9.6 ± 0.5 Ma (Mioceno Tardío, Anexo 1), lo que da una edad mínima para la Tarqui de aproximadamente 10 Ma. Esto sugiere que las formaciones Turi y Tarqui podrían ser parcialmente contemporáneas.

3.15.1 Interpretación

La Formación representa una mezcla de flujo de ceniza ácida primaria y actividad sedimentaria. Se interpreta una llanura de relieve relativamente bajo, con ríos meándricos, lagos y pantanos. Hay mucha evidencia, principalmente material vegetal, de deposición en condiciones terrestres. Éstas fueron inundadas periódicamente por tobas de caída aérea y flujo de ceniza.

4. INTRUSIONES

Se reconocen dos tipos principales de intrusiones: granitoides de grano grueso e intrusiones menores subvolcánicas. Los granitoides intruyen las rocas metamórficas, las Formaciones cretácicas y los niveles estructurales inferiores del Grupo Saraguro y la Unidad Sacapalca. En los estratos más jóvenes, la mayoría de las intrusiones son de grano fino. Hubo una fase distinta de plutonismo entre 16 y 19 Ma (Mioceno Temprano). Dado que las edades K/Ar son edades de enfriamiento, este plutonismo puede haber sido en gran medida contemporáneo con el episodio principal de flujo de ceniza en la parte superior del Grupo Saraguro. El análisis de secciones delgadas y geoquímico indica que el contenido de K en los granitoides es bajo. El feldespato potásico es raro y las rocas son generalmente tonalitas.

4.1 Granitoides

4.1.1 Paccha-Cordoncillo

El mayor afloramiento de esta intrusión de granitoides compuestos se encuentra al oeste de Paccha y aflora extensamente en la carretera a Pasaje. Es una intrusión de forma irregular, con un afloramiento de más de 150 km^2. Comprende dos fases principales: una extensa fase granodiorítica y una fase diorítica a gabroica. Esta última, que se caracteriza por una mineralogía de plagioclasa equigranular de grano grueso, anfíbol, un poco de biotita y cuarzo en menor cantidad, a menudo presenta foliación y, localmente, se ha interpretado en anteriores ocasiones como un gneis de hornblenda o una anfibolita del basamento metamórfico, del cual hay ventanas al norte de Cordoncillo [6500-96050].

En el plutón principal, hay algunas evidencias de enfriamiento y emplazamiento rápido a un nivel alto, debido a que las plagioclasas están zonadas y hay una matriz intersticial mucho más fina, aunque holocristalina (WP-1600). La química de la única muestra analizada es tonalítica (WP-1600; Anexo 2). Una datación K/Ar de 16.89 ± 0.16 Ma, interpretada como una edad intrusiva, proviene de Paccha [6471-96060] (Anexo 1). Las rocas más jóvenes que intruye son del Grupo Saraguro, datadas en 21.5 ± 0.8 Ma cerca de Zaruma.

4.1.2 San Lucas y Fierro Urcu

La intrusión de San Lucas, emplazada principalmente en rocas metamórficas de la Cordillera Real y la Unidad Sacapalca, ocupa el área de Santiago a San Lucas. Aspden et al. (1992) obtuvieron una serie de dataciones K/Ar de aproximadamente 60 ± 5 Ma (Paleoceno) y una edad isócrona Rb-Sr de 53 ± 2 Ma. La intrusión parece estar físicamente vinculada con la granodiorita expuesta al oeste en Fierro Urcu [6860-95897], pero esta última intruye estratos del Grupo Saraguro post-23 Ma en Fierro Urcu. Por lo tanto, es mucho más joven. Así que, o bien la edad del Paleoceno del plutón de San Lucas es incorrecta o, más probablemente, hay dos fases separadas de intrusión representadas por el plutón cartografiado.

4.1.3 Shagli

Debido al nivel de erosión, hay muy pocas intrusiones mayores exhumadas en la mitad noreste del área de estudio. Una excepción se encuentra en Shagli (“Shaglli”). Esta intrusión trunca la Formación Jubones y ha sido datada en 17.64 ± 0.61 Ma (Mioceno Temprano) (WP-233; Anexo 1). Es una intrusión compuesta, que comprende principalmente granodiorita de grano grueso con microgranodiorita, microdiorita y pegmatita subordinadas. Un dique de microgranodiorita intruye la granodiorita de grano grueso (feld + anf + bt + qtz) en [6795-96512]. Una lente de pegmatita de 2 m de ancho en [6793-96520] está compuesta de cuarzo claro y turmalina.

4.1.4 Ponce Enríquez a Uzhcurrumi

En esta área hay muchos afloramientos de granitoides. Se dispone de dataciones K/Ar de entre 9 y 12 Ma para el batolito de granodiorita/tonalita mineralizado de Chaucha, al norte del distrito (Bristow y Hoffstetter, 1977; Kennerley, 1980). Éste continúa hacia el área de estudio en Tenguelillo [6610-96610] y en el Río San Miguel [6590-96670]. Alrededor de Uzhcurrumi, hay ventanas pobremente expuestas de granitoides en San Sebastián [6637-96353], La Tigrera [6512-96446] y Uzhcurrumi [6539-96326]. Todos son granodioritas, aunque la mineralogía es variable, con diferentes proporciones de biotita y anfíbol. Una gran cuarzodiorita al noreste de Uzhcurrumi [6635-96347] ha sido datada en 19.92 ± 0.18 Ma (Mioceno Temprano) (Anexo 1). La roca está compuesta de hornblenda, biotita, plagioclasa y cuarzo; las plagioclasas tienen inclusiones cloritizadas (¿fusión?) (WP-14; Anexo 2). La probable extensión de este cuerpo sigue el curso del Río Jubones hacia San Sebastián [6635-96350].

4.2 Intrusiones subvolcánicas/menores

Las intrusiones subvolcánicas, que localmente emergen como domos (Sección 4.3), ocurren principalmente en el Grupo Saraguro y la Formación Santa Isabel. Se concentran en el Cinturón Gañarín, una franja de fallas, intrusiones (stocks de riolita y andesita) y alteración hidrotermal (Sección 6.2) (Figura 5). Las intrusiones componentes del Cinturón Gañarín se describen, de sur a norte, en la sección de detalles.

Una serie de intrusiones de andesita/dacita (?) de alto nivel se encuentran al sur de Cumbe. Una exposición en la carretera en [7198-96473] es de color gris pálido y masiva, con fenocristales comunes de feldespato y biotita, y escasos de cuarzo. En una sección delgada (WP-323), los microlitos de feldespato definen una foliación de flujo en una matriz vítrea.

Las intrusiones más jóvenes datadas (9.6 ± 0.5 Ma; Anexo 1) se encuentran inmediatamente al sur de Saraguro. Son grandes stocks de dacita porfirítica de hasta 2.5 km de diámetro. La roca está generalmente descompuesta, de color gris pálido y textura suave. Tiene una matriz rosada, de grano muy fino, con abundantes grandes fenocristales (3-8 mm) de plagioclasa, biotita oxidada y escasos fenocristales de cuarzo. Las plagioclasas están fuertemente zonadas (WP-653).

4.2.1 Detalles del Cinturón Gañarín

4.2.1.1 Zaruma: En el extremo sur del cinturón, en Zaruma, el Grupo Saraguro está intruido por stocks irregulares de riolita con meteorización color naranja (Sección 6.4). El más grande aflora entre Zaruma, en el sureste, y Loma La Cuchilla [6495-95974], en el noroeste. Se extiende por aproximadamente 2.5 km de ancho en Zaruma a cerca de 0.5 km en La Cuchilla. En La Cuchilla, sigue el rumbo regional y parece inclinarse hacia el oeste, en concordancia con las tobas del Saraguro. Por lo tanto, podría ser un sill.

4.2.1.2 Río Pilincay: Un stock o domo [6644-96103] en la divisoria de aguas Chilla/Manú está compuesto de riolita rayada, fuertemente bandeada por flujo y localmente silicificada, de colores morado/verde, con cavidades (*vugs*) de calcedonia. Contiene fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. En sección delgada, muestra una desvitrificación del vidrio en forma de copos de nieve (WP-725).

4.2.1.3 Río Ganacay hasta Abañín [6699-96306]: Esta gran riolita irregular está fuertemente bandeada por flujo y está emplazada con contactos abruptos contra andesitas alteradas a arcilla. Los 10 metros exteriores también han sufrido una fuerte alteración a arcilla. La riolita presenta un brillante rayado verde/morado, con nódulos comunes de hasta 10 mm de diámetro. En sección delgada, es vítrea, con fenocristales dispersos de plagioclasa y anfíbol y grandes circones (WP-782). La matriz y los fenocristales están parcialmente silicificados y el vidrio presenta una desvitrificación radial superpuesta (clorita). Una muestra de la misma intrusión [6686-96316] es una obsidiana con fenocristales idénticos (WP-1047). Posiblemente, esta intrusión emergió como un domo, ya que envía una rama horizontal hacia Abañín [6675-96316]. El cuerpo no se extiende en la Formación Santa Isabel suprayacente, lo que indica que probablemente es anterior a 18 Ma.

4.2.1.4 Pachagmama: Esta riolita irregular, de lados verticales, es la mayor intrusión en el Cinturón Gañarín. Se interpreta como una de las intrusiones post-colapso de la Caldera de Jubones (Sección 3.8.5). Fue datada por K/Ar en roca total en 26.8 ± 0.7 Ma (Kennerley, 1980; Anexo 1), aunque creemos que es más joven porque intruye la Formación Jubones (datada en 22.76 ± 0.97 Ma por K/Ar en biotita). Es una riolita extremadamente resistente, de color crema, con muy pocos fenocristales de plagioclasa. En el lado este [6748-96319], es común la presencia de un delgado fracturamiento columnar. Las bandas de flujo están fuertemente desarrolladas, con una orientación predominante hacia el noreste y un buzamiento moderado hacia el noroeste. Se observan espectaculares pliegues de flujo en el santuario de la Virgen [6719-96323], donde la riolita alterada a arcilla y silicificada está en contacto con toba silicificada.

Al sur del Río Jubones, la intrusión de Pachagmama emite un dique de ca. 200-300 m de ancho. Cerca de San Sebastián de Yuluc [6729-96292], en el afloramiento inferido del dique, hay abundantes bloques de brecha riolítica. Brechas idénticas están expuestas in situ a lo largo del flanco este de la intrusión de Pachagmama [6765-96327]. Las brechas se desarrollaron ya sea por deformación mecánica de la riolita con delgado fracturamiento columnar o por fracturamiento hidráulico (cf. Phillips, 1986). El dique se expande a un cuerpo de aproximadamente 1.5 km de ancho en Cuchicorral, al oeste de San Sebastián de Yuluc [6720-96279]. Esta riolita mineralizada con meteorización color naranja está brechada en el lado este y presenta una débil foliación de flujo (042/42 N) en otras partes. Localmente, es feldespática.

4.2.1.5 Río Jubones hasta Paquiloma: Otras pequeñas intrusiones de riolita, de solo unos pocos cientos de metros de diámetro, se encuentran en el Río Jubones [6785-96307] y en Loma Paquiloma [6767-96378]. En esta última, los cuerpos de riolita se encuentran dentro de la lengua inferior de la Formación Santa Isabel. Están fuertemente foliados y silicificados. Una sección delgada de Paquiloma (WP-208) muestra vidrio foliado afectado por fracturas perlíticas a lo largo de las cuales hay una ligera desvitrificación. Inmediatamente al este de Paquiloma, las riolitas también están incorporadas como grandes bloques sueltos, de 10-15 m de diámetro, dentro de las brechas andesíticas de la Formación Santa Isabel. Esto implica que algunas emergieron a la superficie para volverse extrusivas o que domos erosionados/colapsados fueron emplazados en la Formación Santa Isabel.

4.2.1.6 Dandán: Una riolita con características idénticas a las de Pachagmama, incluyendo alteración a arcilla y enriquecimiento en sulfuros, se encuentra en Dandán [6816-96375]. La riolita está foliada (154/90) y en sección delgada muestra microlitos de plagioclasa alineados con el flujo y fenocristales dispersos de plagioclasa y cuarzo (WP-191).

4.2.1.7 Cañaribamba a Tuncay: Después de Dandán, las intrusiones de andesita siguen el Cinturón Gañarín hacia el noreste, con intrusiones en Yiripato [6833-96395], Cañaribamba [6855-96420] y Tuncay [6900-96475]. Se vuelven más jóvenes hacia el norte. La intrusión de Tuncay corta el Grupo Ayancay y la lengua superior de la Formación Santa Isabel, lo que indica que es más joven que 14 Ma. Una sección delgada (WP-326) de Tuncay [6909-96476] muestra una matriz cristalina de grano fino con grandes fenocristales de plagioclasa fuertemente zonados (An_{55}) y augita de color rosa pálido con bordes de augita más fina. La intrusión de Yiripato comprende dos fracciones de tamaño distintas de fenocristales de plagioclasa. La matriz vítrea evidencia un enfriamiento rápido y un emplazamiento a alto nivel.

4.2.1.8 Tres Lagunas: Cerca del Cinturón Gañarín, la Formación Turupamba (post-Mioceno Tardío) está intruida por varios grandes cuerpos de andesitas porfíricas. En Tres Lagunas [6862-96553], un stock de andesita gris, de 2 km de largo y casi 0.5 km de ancho, contiene fenocristales de anfíbol y plagioclasa en una matriz holocristalina de grano muy fino (WP-304). La roca está muy fresca.

4.2.1.9 Quimsacocha: La Caldera de Quimsacocha está invadida por dos variedades de riolita, una de las cuales es indudablemente intrusiva. Una gran intrusión de riolita afírica, probablemente de menos de 5 Ma de antigüedad, ya que invade la topográficamente distinta y solo ligeramente erosionada caldera, ocupa los lados este y norte. Aparentemente, intruye la fractura anular. Un segundo gran cuerpo de riolita similar, con orientación norte-noreste, corta la fractura anular de la caldera en la esquina suroeste [6947-96627]. El otro elemento importante dentro de la caldera es una lava riolítica o roca intrusiva con cuarzo. Una foliación débil, subhorizontal en [6978-96657], sugiere lava. Su meteorización es color blanco, aparentemente en el exterior alterada a arcilla. Sin embargo, en sección delgada está notablemente fresca, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita no alterados en una matriz casi vítrea y foliada por flujo (WP-375). La lava riolítica parece estar superpuesta por lavas andesíticas y brechas piroclásticas andesíticas (Formación Santa Isabel) en una sección de carretera dentro de la caldera [6979-96636].

4.3 Domos

En algunos casos, es probable que las intrusiones subvolcánicas hayan emergido como domos. El ejemplo más llamativo se encuentra sobre la Formación Jubones en la carretera Pucará [6726-96407]. Este depósito, de hasta 300 m de espesor, tiene una forma lenticular, ampliamente paralela a la estratificación, y se extiende a lo largo del rumbo por aproximadamente 5 km. Es una brecha de riolita masiva, de meteorización tosca, de color rosado e intensamente silicificada, con algunas cavidades (*vugs*) revestidas de calcedonia. La matriz está localmente foliada, con bandas marcadas por silicificación o recristalización variable. Contiene escasos cristales de cuarzo con notables golfos de resorción, feldespato y rara biotita. Localmente, es vítrea y semejante a la obsidiana. Bloques de riolita con bandas de flujo, de hasta al menos 4 m de diámetro, están ampliamente distribuidos. En sección delgada, la naturaleza de la matriz es difícil de determinar debido a la silicificación. Sin embargo, grandes fragmentos de vidrio reemplazados por cuarzo sugieren que la roca es parcialmente piroclástica (WP-172). Composicionalmente, la roca se asemeja a la Formación Jubones, aunque con menor contenido de cristales, y puede haber compartido la misma cámara magmática de alto nivel.

5. ESTRUCTURA

El área contiene varios sistemas de fallas importantes (Figura 1). El plegamiento regional, aparte de un volcamiento menor, es muy localizado en los estratos Terciarios y la mayoría de los pliegues que existen están relacionados con pulsos syn-deposicionales de actividad en las fallas (Figuras 4, 8). Por ejemplo, la Formación Jubones (Mioceno Temprano) está involucrada en algunos pliegues importantes, como La Cría y Yaritzagua, pero trunca horizontalmente otros pliegues, como Pedernales y Narihuiña. Debido al aspecto mineralizante, el Cinturón Gañarín y la Falla Río Chico rellena de serpentinita, se discuten en la Sección 6.

5.1 Lineamiento Chaucha-Río Jerez

Este cinturón de fallas e inliers de roca metamórfica con rumbo norte-noreste (Dunkley y Gaibor, 1997; Misión Belga, 1989c) puede seguirse hacia el sur desde el área de Chaucha hasta el Inlier San Pablo de Cebadas. El lado oeste del inlier es una falla inversa con vergencia hacia el oeste que eleva los Basaltos Bella Rica de la Unidad Pallatanga. Más al sur, no está claro si el lineamiento se encuentra con la Falla La Tigrera o con una faja de tobas ácidas anormalmente inclinadas hacia el este (tobas Narihuiña; Tabla 1) que se extiende desde Gramalote [6550-96350] cerca de Uzhcurrumi, pasando por los prospectos de oro de Gigantones [6596-96470] y Tres Chorreras [6634-96503], hasta Narihuiña. Alrededor de Narihuiña [6659-96546], los estratos son localmente verticales. Se infiere que la Formación Jubones, que aflora a corta distancia al este, se superpone a los estratos empinados con una fuerte discordancia angular. Esto se basa en la evidencia de Pedernales [6835-96603], donde trunca un anticlinal asimétrico en las tobas Narihuiña. El volcamiento principal ocurrió claramente post-28 Ma, la edad de deposición de las tobas Narihuiña, y pre-23 Ma, ya que ni la Formación La Fortuna ni la Formación Jubones fueron afectadas. Por lo tanto, una fase importante de deformación ocurrió en la extensión sur del Lineamiento Chaucha-Río Jerez en el Oligoceno Tardío.

5.2 Sistema de Fallas Girón

Este importante cinturón de fallas y pliegues apretados sigue activo (Lámina 8a). Se extiende entre Cuenca y El Cisne, cambiando de una dirección norte-noreste cerca de Cuenca a una dirección norte cerca de El Cisne. Los corrimientos, no reconocidos previamente, son un componente importante, explicando anomalías en la estratigrafía. Debido a que son difíciles de reconocer, es probable que su número haya sido subestimado.

La Falla Girón fue modelada como una falla normal, con un salto de falla hacia el noroeste (DGGM, 1974; Winter et al., 1990). Es cierto que existe un salto de falta actual hacia el noroeste en la Falla Girón activa, pero creemos que la estructura fundamental de la falla buza hacia el sureste y es de tipo inversa. Las exposiciones al este de Santa Isabel [6919-96338] muestran que la falla, que yuxtapone la Formación Jubones y el Grupo Ayancay, tiene vergencia hacia el oeste y es inversa. Los espejos de falla tienen un ángulo de cabeceo (*pitch*) vertical, respaldando un deslizamiento en dirección al buzamiento (*dip-slip*). Además, los estratos de Sacapalca están corridos sobre la Formación Santa Isabel y el Grupo Ayancay en La Cría [6905-96270] (Lámina 10). Esta estructura con vergencia hacia el oeste debe indicar una compresión post-10 Ma (Mioceno Tardío) y la evidencia de la Formación Uchucay (Sección 3.13) sugiere deformación alrededor de 10 Ma. El estilo de pliegue a lo largo del Sistema de Fallas Girón también respalda el movimiento inverso. El Anticlinal La Cría (Lámina 8b) y el Sinclinal complementario de Yaritzagua son fuertemente vergentes hacia el noroeste, con flancos noroeste localmente verticales (Figuras 4, 8b).

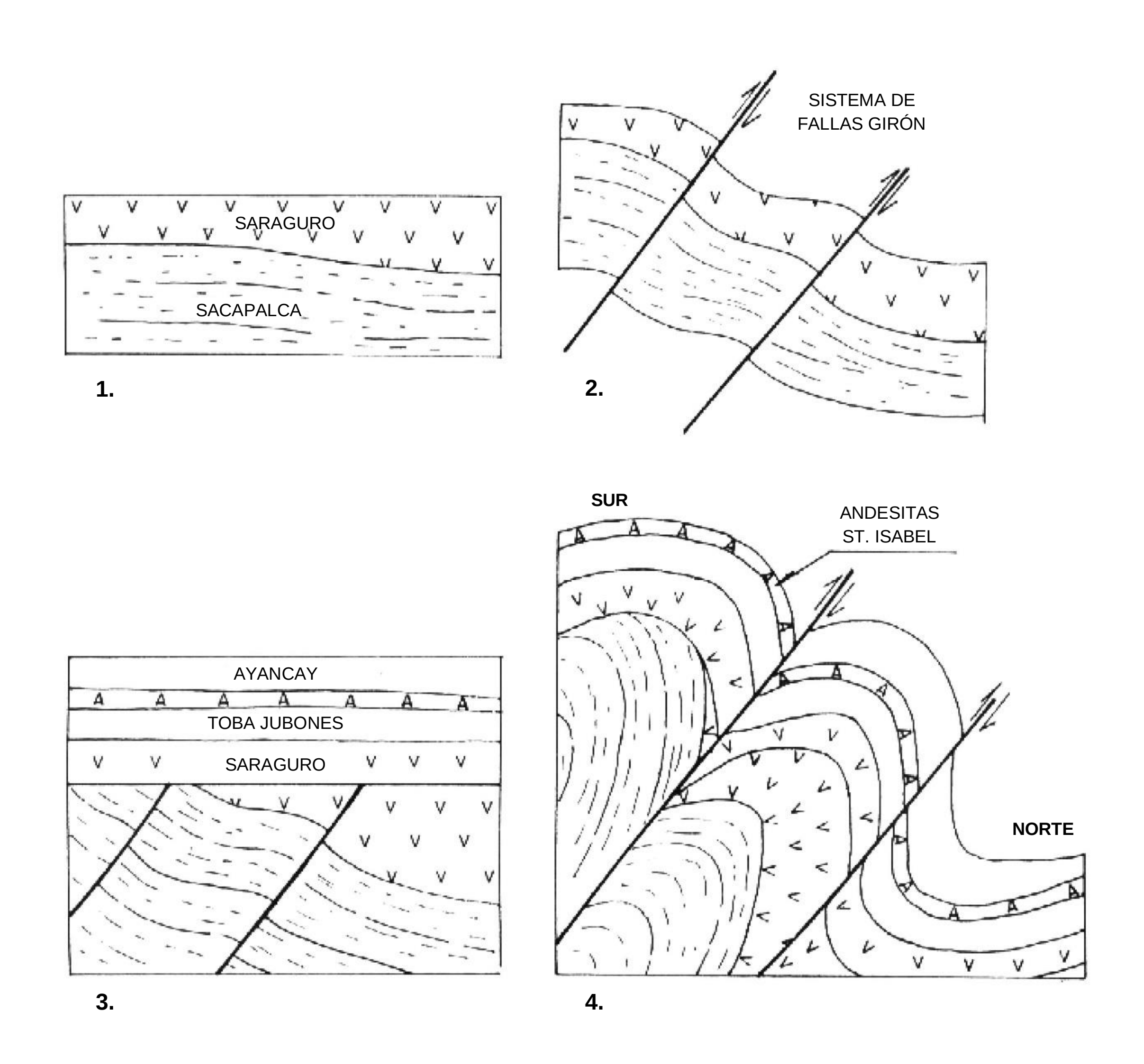


Figura 8. Esquemas que muestran el desarrollo de la discordancia angular en el Anticlinal La Cría, dentro del Sistema de Fallas Girón.

1. Pre-23 Ma (aproximadamente el límite Oligoceno/Mioceno)

2. Alrededor de 23 Ma

3. Alrededor de 14 Ma (Mioceno medio)

4. Presente



Lámina 8a. Parte activa de la Falla Girón. La línea en zigzag que recorre el ancho de la vista marca el escarpe activo. La vegetación está desplazada. Arriba, los estratos horizontales son tobas ácidas de Saraguro, debajo la Toba Jubones. Tomada desde aproximadamente [6897-96386].



Lámina 8b. Exposición de acantilados (800 m de altura) del Anticlinal La Cría desde [6895-96257]. La Toba Jubones está marcada por suelos blancos en el centro, terreno soleado a la izquierda y en la cresta soleada del anticlinal. El depósito de travertino de La Cría está marcado por los grandes cortes de carretera blancos en el primer plano central.

Una fuerte discordancia angular es visible dentro del Anticlinal La Cría (Lámina 8b). La Formación Jubones, y algunas tobas más antiguas, se encuentran con una fuerte discordancia angular sobre los estratos más antiguos de Saraguro. La Figura 8 intenta explicar la discordancia por el levantamiento a lo largo del Sistema de Fallas Girón, con el área sur volcada por compresión y erosionada antes de la deposición de la Formación Jubones. Esto explicaría la drástica reducción en la potencia total (a casi 1 km) del Grupo Saraguro hacia el sureste (Oña, Nabón).

En el extremo sur del afloramiento del Grupo Ayancay [6828-96197], los corrimientos con vergencia hacia el oeste del Sistema de Fallas Girón convergen con los corrimientos de vergencia hacia el este del Sistema de Fallas Jubones. Más al sur, los corrimientos del sistema de fallas ahora combinado parecen ser de vergencia hacia el este, elevando un inlier de rocas de Yunguilla y metamórficas en Manú (Secciones 3.1, 3.4).

5.3 Falla Catamayo

Esta falla yuxtapone la Unidad Sacapalca y las rocas metamórficas de la Cordillera Real. Fue descrita como la falla límite del graben Sacapalca-Cariamanga-Huancapamba por Kennerley y Almeida (1975a) y Baldock (1982), pero no hay evidencia real, como cuñas sedimentarias o depósitos de abanico, que respalde esto. La estructura es una falla inversa con vergencia hacia el oeste en la carretera Catamayo-Loja [6857-96597], corriendo fuertemente las filitas grafíticas cizalladas sobre la Unidad Sacapalca y la Formación Catamayo. Más al norte, la falla tiene un buzamiento fuerte hacia el oeste y se asemeja más a la falla normal de límite del graben contemplada por Kennerley y Almeida (1975a). En Cera [6908-95683], andesitas de la Unidad Sacapalca, fuertemente perturbadas y cizalladas, con vetas de calcita, están falladas contra psamitas lajadas de color beige. A unos 800 m más al norte [6910-95690], una pequeña cuña de filita grafítica, de unos pocos metros de largo, queda atrapada dentro de las andesitas en el contacto fallado con las psamitas.

5.4 Sistema de Fallas Piñas-Portovelo

Esta importante falla/corrimiento este-sureste tiene un gran salto hacia el norte, separando los estratos del Grupo Saraguro del Complejo Metamórfico El Oro. Las anfibolitas son comunes en el contacto. El movimiento del Grupo Saraguro al oeste de Zaruma indica un desplazamiento vertical de al menos 3 km entre Piñas y Zaruma.

Al oeste de Piñas, la falla parece ser empinada. Sin embargo, entre Piñas y Salatí [6636-95847] es un corrimiento con buzamiento hacia el norte y vergencia hacia el sur. Esta geometría es más evidente en el Cerro La Chuva [6500-95893], donde una toba dacítica del Grupo Saraguro es corrida hacia el sur sobre las rocas metamórficas. Lo mismo ocurre exactamente en Loma Ojeda [6587-95860], al sureste de Portovelo. También ocurren probables retrocorrimientos. Por ejemplo, cerca de Piñas [6478-95914], se expone un corrimiento con vergencia hacia el norte (140/36 S). Esta falla emplaza una banda de 5 m de anfibolita y un espesor mucho mayor de gneis granítico sobre una toba dacítica del Grupo Saraguro. La extensión hacia el este de la falla se infiere hasta Payana [6763-95877], al noroeste de Gualel, donde se conecta con el Sistema de Fallas Girón. Nuevamente, yuxtapone los estratos del Grupo Saraguro con las rocas metamórficas al sur.

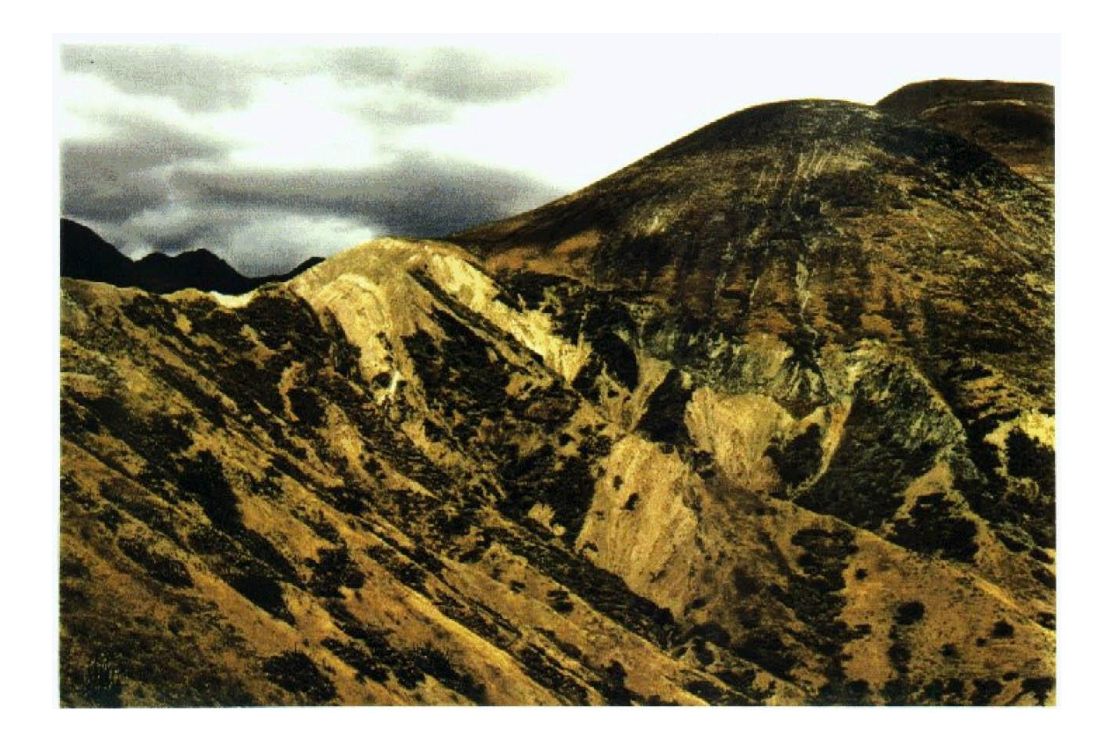


Lámina 9a. El Corrimiento Río Manú en el Río Manú [6819-96225]. El suelo blando rosa/blanco es el Grupo Ayancay. La estratificación casi vertical es visible en la línea del horizonte. Las laderas verdes redondeadas a la derecha son andesitas de Sacapalca, corridas sobre el Grupo Ayancay con vergencia a la izquierda (este).



Lámina 9b. El Corrimiento Río Manú en Huayraloma [6823-96241]. Los estratos rosados son capas rojas de Ayancay volcadas. Los acantilados blancos masivos son la Toba Jubones volcada (Mioceno inferior), corrida sobre las capas rojas con vergencia hacia el punto de vista (este).

5.5 Sistema de Fallas Jubones

Este sistema con dirección este yuxtapone los Basaltos Bella Rica de la Unidad Pallatanga con el Complejo Metamórfico El Oro. A lo largo de gran parte de su longitud, se interpreta como una falla inversa o corrimiento con vergencia hacia el norte. También hay evidencia de movimiento de rumbo sinistral.

Hay una gran cantidad de vetas de cuarzo y boudinage en los esquistos psamíticos a lo largo del sistema de fallas, y los Basaltos Bella Rica están fuertemente brechados. El ancho de la disrupción, de varios cientos de metros, sugiere que los movimientos fueron significativos. La foliación en los esquistos tiene una dirección este-oeste, paralela a la falla, y buza hacia el sur de manera muy pronunciada. Alejándose de la falla, a lo largo de la carretera Chilla, la foliación es más suave y tiene una dirección mucho más variada. El aumento en el ángulo de la foliación hacia la traza de la falla puede reflejar una rotación hacia la falla.

También hay indicios a pequeña escala de movimiento de rumbo. Bandas *kinks* conjugadas en esquistos en Ducos [6426-96334] muestran una dirección de σ_1 de 058°. Cerca de allí [6469-96332], los esquistos con manchas de psamita tienen una foliación pronunciada (080/73 S) que está afectada por dos conjuntos de estructuras: un conjunto de crenulaciones dúctiles asimétricas (062/90), con desplazamientos sinistrales, y un conjunto de bandas kinks más frágiles, por lo tanto, posteriores (promedio 135/70 S), también sinistrales. Las bandas kinks respaldan el desplazamiento sinistral en el Sistema de Fallas Jubones. Las crenulaciones son más difíciles de interpretar, pero el pequeño ángulo entre ellas y la foliación esquistosa también respalda el movimiento de rumbo sinistral en la falla.

El Sistema de Fallas Jubones gira hacia el sur en Uzhcurrumi. En el río Chillayacu [6595-96294], forma el contacto entre la Formación Santa Isabel y la Unidad Sacapalca y las rocas metamórficas. Presenta un salto mínimo hacia el norte de 1 km y se interpreta como una falla inversa con vergencia hacia el norte. Más al este, la falla se desarrolla en un cinturón de corrimiento con vergencia hacia el norte y el este, que eleva el Grupo Saraguro y la Unidad Sacapalca sobre el Grupo Ayancay. Los corrimientos, con sinclinales de bloque yacente apretados, están excelentemente expuestos en el área semidesértica donde el río Manú se une al río Uchucay (Láminas 9a, b). En el río Manú [6814-96227], las andesitas de la Unidad Sacapalca están corridas hacia el este sobre la Formación Jubones invertida y el Grupo Ayancay. El corrimiento perfectamente expuesto (174/26 W) comprende 0.2 m de microbrecha con vetas de yeso. Separa las andesitas con vetas de yeso de las tobas ácidas alteradas propilíticamente de color verdoso (Formación Jubones). Las tobas presentan una foliación cataclástica, paralela al corrimiento, que sobreimprime una foliación de soldadura. En sección delgada, la matriz vítrea está cloritizada y los grandes cristales de plagioclasa han sufrido una frágil reducción de tamaño de grano (WP-619). Ha ocurrido deslizamiento a lo largo de las biotitas, de modo que son mucho más largas y estrechas de lo normal. Se observan pliegues recumbentes con vergencia hacia el norte y estratos invertidos a lo largo del borde sur del afloramiento del Grupo Ayancay [6766-96277 y 6778-96276], cerca de los corrimientos inferidos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las principales minas y prospectos dentro del sector 3°-4° S de la Cordillera Occidental están indicados en el mapa geológico a escala 1:200000 adjunto y en el mapa tectono-metalogénico de Ecuador a escala 1:1000000 (BGS-CODIGEM, 1993b). Se reconocen al menos cinco estilos de ocurrencia de minerales metálicos:

a) Mineralización en pórfidos y stockwork asociados con riolitas o andesitas (microdiorita), con halos de alteración típicamente extensos.

b) Depósitos epitermales asociados con centros eruptivos, fracturas regionales y emplazamientos de riolita controlados estructuralmente.

c) Vetas y brechas polimetálicas mesotermales.

d) Ocurrencias de múltiples fases que albergan ensambles polimetálicos mesotermales, con sobreimpresiones epitermales posteriores (a menudo muy auríferas y pobres en metales base).

e) Sulfuros masivos volcanogénicos. Ejemplo: San Fernando (UNDP, 1969a).

Esta clasificación es algo artificial, ya que muchas ocurrencias individuales muestran características de más de una categoría definida. Por ejemplo, la sobreimpresión epitermal de alto nivel de ensambles mesotermales puede, en algunos casos, haber resultado de una fuerte erosión (o simplemente de la prevalencia de un gradiente geotérmico muy pronunciado) durante la vida de un sistema hidrotermal. Así, en Portovelo, las vetas epitermales de Au ocurren junto a enjambres de vetas mesotermales ricas en metales base. En Tres Chorreras, partes de un sistema predominantemente mesotermal muestran características epitermales. Con respecto a la distribución geográfica, las laderas profundamente erosionadas de la Cordillera Occidental suelen albergar mineralización polimetálica rica en turmalina y de mayor temperatura. En el alto páramo predominan los sistemas epitermales auríferos.

6.1 Mineralización en pórfidos

El término mineralización de estilo pórfido se aplica genéricamente a los depósitos asociados con intrusiones subvolcánicas y caracterizados por sulfuros diseminados o sistemas de stockwork dentro de las facies intrusivas y las rocas caja circundantes. Ejemplos de stocks porfídicos discretos se encuentran en Gaby [6428-96620] y Fierro Urcu [6830-95916] y, las observaciones realizadas durante la cartografía geológica del sector 3°-4°S de la Cordillera Occidental indican un potencial de mineralización adicional de tipo pórfido en otras zonas

6.1.1 Gaby

En Gaby, al este de Ponce Enríquez, un stock irregular de microdiorita porfírica de aproximadamente 1 km de diámetro intruye basaltos fracturados y hialoclastitas de la Unidad Pallatanga. La intrusión se encuentra en el lado oriental de una estructura circular topográficamente conspicua de unos 3 km de diámetro, aunque hay pocas evidencias adicionales en campo de una fractura en anillo debido a la intensidad de la alteración y la meteorización. Se evidencia una extensa zona de alteración argílica y turmalinización, con mineralización de Mo-Cu-Au presente en stockworks y diseminaciones (Gemuts et al., 1992; Paladines y Rosero, 1996).



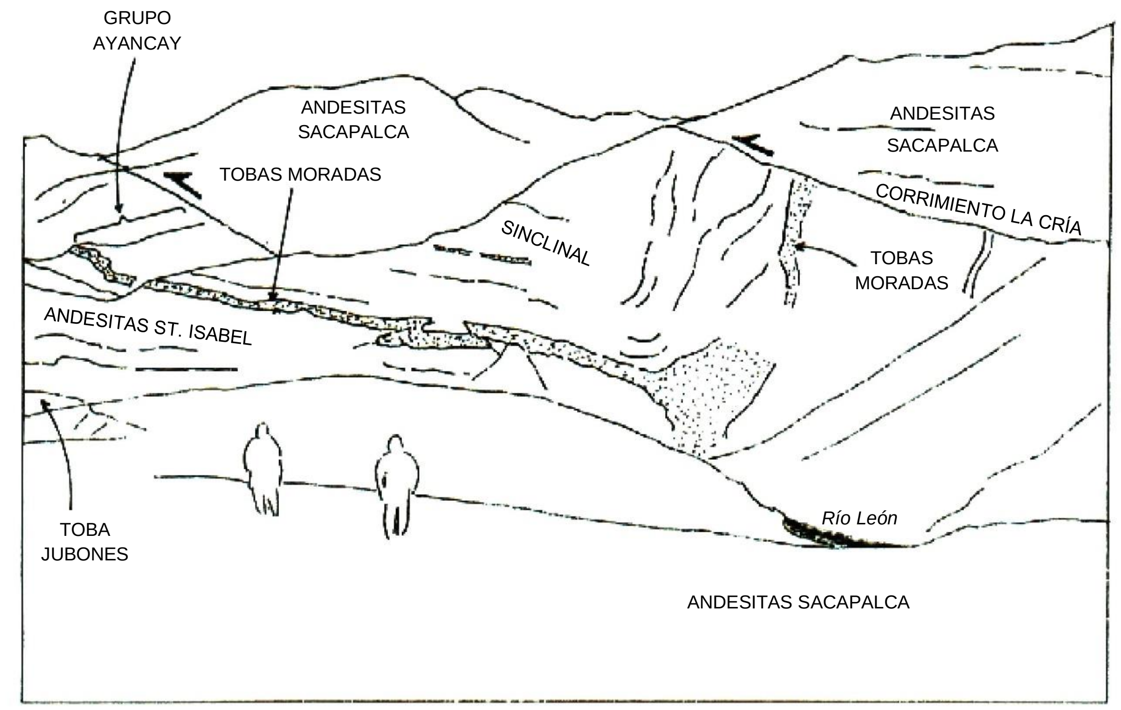


Lámina 10. Vista hacia el norte desde el Filo de Seucer (primer plano) [6877-96210] hacia el Río León. La Cría se encuentra ligeramente a la izquierda de la fotografía. La pared rocosa muestra un importante sinclinal de bloque yacente bajo el Corrimiento La Cría.

6.1.2 Fierro Urcu

La mineralización de estilo pórfido en Fierro Urcu, al suroeste de Saraguro, está asociada con un complejo de granodioritas y microdioritas en forma de sill, aparentemente cortado por un stock de riolita más joven (Spindler y Herrera, 1959), dentro de las rocas caja del Grupo Saraguro y la Unidad Sacapalca. La granodiorita es extremadamente variable en textura y parece haber sido emplazada rápidamente a un nivel alto. La microdiorita muestra una alteración propilítica moderada. Diques de roca similar cortan la granodiorita en [6874-95895] y los esquistos de clorita del basamento en [6885-95913].

El stock de riolita de Fierro Urcu es irregular, con un área de aproximadamente 3×2 km. Está ampliamente brechado, enriquecido en pirita diseminada y localmente nodular, probablemente como resultado de la devitrificación. Las exposiciones típicas [6837-95917] comprenden brechas masivas y rugosas con fragmentos angulares que van de 20 a 60 mm de longitud. Las cavidades y fracturas de limonita son comunes. Parece haber dos tipos de clastos: una riolita afírica (?) y riolita/toba cuarzosa. La sericita es abundante, dando a la roca un brillo lustroso. En el lado norte [6832-95919], la riolita muestra una intensa, masiva, red de vetas de cuarzo (1-5 m de ancho) controlada por juntas.

Recientes perforaciones en la riolita Fierro Urcu [6831-95919] han indicado la presencia de leyes subeconómicas de Au y Cu. Sin embargo, es posible que siga existiendo un potencial considerable dentro del distrito. Se han cartografiado otros cuerpos de riolita y zonas de silicificación, comúnmente brechados, alejados de la intrusión principal de Fierro Urcu. Al sur de Quebrada Bernabé [6855-95892] una toba o riolita hidrotermalmente brechada está fuertemente mineralizada con pirita gruesa diseminada y vetillas de pirita. En el camino de Purdilli hay una amplia silicificación, con alteración a sericita y turmalina. Una toba lítica andesítica [6866-95927] es rica en sílice, sericita, estilpnomelana (desarrollada sólo en clastos más ricos en Fe) y pirita diseminada (WP-640). Una roca cercana [6873-95929] (toba ácida) está intensamente silicificada y sericitizada (WP-642). Contiene un stockwork de pirita/turmalina.

6.1.3 Salvias

Las intrusiones con halos corneanizados y mineralización de sulfuros diseminados se encuentran en el área remota entre Paccha, Zaruma, Salvias y el alto páramo de Chilla y Manú. La alteración propilítica y la silicificación de tobas andesíticas y lavas de la Unidad Portovelo son extensas.

Una granodiorita en la cuenca del río Ortega [6593-96011] es rica en pirita diseminada, con un stockwork de vetillas de pirita [por ejemplo, 6591-96010]. Muestra una variación extrema en el tamaño de grano. Las secciones delgadas [por ejemplo, WP-1530, ref. 6599-96013] tienen evidencias de grandes fenocristales de plagioclasa con un zonado fuerte dentro de una matriz granoblástica fina. Los fenocristales de anfíbol, de hasta 15 mm, presentan márgenes ricos en inclusiones y están bordeados por pequeños cristales de biotita. Este evidente desequilibrio de las fases minerales y texturas es consistente con un enfriamiento rápido después del emplazamiento de magma parcialmente cristalizado a un alto nivel. Esto, a su vez, puede haber estado asociado con ebullición retrógrada y rápida pérdida de fluidos con la mineralización resultante. La granodiorita está intruida en, o es intruida por, una muy fracturada microdiorita con plagioclasa y anfíbol con alteración propilítica moderada (WP-1532; [6600-96005]). Los anfíboles están reemplazados por clorita, actinolita y mineral opaco. La plagioclasa tiene inclusiones comunes de clorita, especialmente a lo largo de microfracturas.

6.1.4 Shagli

Alrededor de Shagli (“Shaglli”) se encuentran indicios de mineralización en asociación con un complejo intrusivo de microdiorita y granodiorita porfídicas. Muchas superficies de juntas dentro de la facies intrusiva están cubiertas con pirita y las rocas caja circundantes están silicificadas y ricas en sulfuros diseminados. La muestra WP-234 [6806-96497] tiene casi un 5% de pirita diseminada, clorita y una pequeña cantidad de epidota. Al igual que en el río Ortega, la granodiorita muestra evidencias de un emplazamiento rápido a alto nivel; WP-233A [6793-96520] tiene plagioclasa y anfíbol equigranulares, moderadamente zonados (con escaso clinopiroxeno) con masas granofíricas finas llenando los intersticios. Hay una alteración leve de anfíbol a clorita, y de plagioclasa a epidota. Los *pods* de pegmatita cercanos, de hasta 2 m de ancho, son de turmalina (chorlo) y cuarzo granoblástico (WP-233). La mica blanca reemplaza la turmalina. La alteración a arcillas de la roca caja de la intrusión también es evidente en el camino de acceso a Shagli [6789-96482], produciendo una roca podrida de color naranja, suelos naranjas y deslizamientos.

En la carretera Shagli-Pedernales [6805-96533], las tobas líticas, con lapilli, andesíticas, lavas y microdioritas muestran una fuerte silicificación y mineralización de pirita diseminada. La oxidación de la pirita causa tinción de azufre y líneas de epidota en las cavidades. En sección delgada, una roca intrusiva/lava andesítica, brechada, porfírica de plagioclasa y anfíbol muestra una alteración moderada (WP-231). Mientras que la plagioclasa permanece relativamente fresca, el anfíbol ha sido alterado a clorita gruesa y epidota. La pirita diseminada está extendida. La zona de alteración se extiende aproximadamente 1 km al sur a lo largo de la carretera, casi hasta el contacto con la granodiorita.

6.1.5 Cerro Nudillo

En este estrecho borde [6680-95888], a unos 14 km al este de Zaruma, una intrusión de riolita está emplazada dentro de tobas riolíticas y andesitas de la Unidad Portovelo. Hay una amplia silicificación y abundante pirita diseminada.

6.2 Depósitos epitermales asociados con riolitas y fracturas regionales

El Cinturón Gañarín, con dirección norte-noreste (Pratt et al., 1997), constituye una importante estructura regional, abarcando unos 70 km desde Quimsacocha a través de Guanazán, y posiblemente hasta Zaruma (Figura 5). Numerosas intrusiones subvolcánicas y domos ocurren dentro de la estructura o en sus márgenes (Sección 4.2), con zonas asociadas de alteración argílica y silicificación. Tal alteración es claramente visible en el semi-desierto de Santa Isabel debido al clima seco, formando suelos y deslizamientos de color blanco/amarillo (Lámina 11a). La mineralización de oro probada ocurre en varias localidades, como en Gañarín y Quimsacocha, pero muchos prospectos adicionales de carácter epitermal predominantemente de baja sulfuración permanecen esencialmente inexplorados.

6.2.1 Interpretación

El Cinturón Gañarín controló el emplazamiento de varios stocks y diques de riolita, y albergó centros volcánicos como las calderas de Quimsacocha y Jubones (Secciones 3.8.5, 4.2). Las intrusiones se emplazaron a lo largo de un considerable intervalo de tiempo, que se sabe que va desde ca. 27 Ma para la riolita Pachagmama (Kennerley, 1980; Anexo 1) hasta menos de 10 Ma para la riolita de Quimsacocha (Sección 3.14). De hecho, la preservación de la Caldera de Quimsacocha en una zona tan fuertemente levantada puede sugerir una edad mucho más joven. La mineralización en calderas comúnmente se asocia con domos de riodacita resurgentes y puede post-datar la formación de la caldera por millones de años (Francis et al., 1983), respaldando así una edad muy joven para al menos algo de la mineralización.

Sobre la base de los datos disponibles, el Cinturón Gañarín puede interpretarse tentativamente como una serie de centros volcánicos controlados por fracturas. En el caso de Quimsacocha, el centro era claramente un gran estratovolcán andesítico que colapsó en una caldera. La menos bien definida Caldera de Jubones probablemente atravesó el Cinturón Gañarín (Sección 3.8.5) y fue invadida por cuerpos de riolita irregulares tras el colapso. Otros cuerpos de riolita en el cinturón pueden haber intruido edificios volcánicos análogos, que desde entonces han sido completamente eliminados por erosión. Alternativamente, pueden representar volcanes o domos silíceos aislados, no relacionados con calderas. El carácter predominantemente pobre en cristales de estos emplazamientos sugiere que constituyen los productos finales, característicamente ricos en metales, del desecho de la cámara magmática. Los grandes cuellos de andesita presentes pueden representar pórfidos subvolcánicos.

6.2.2 Detalles del Cinturón Gañarín

Los principales prospectos del Cinturón Gañarín, comenzando por el más septentrional, se describen a continuación. También ver la Sección 4.2.

6.2.2.1 Quimsacocha: En Quimsacocha [6978-96645] (Figuras 1, 5), una zona lateralmente extensa de mineralización epitermal está centrada en un cuerpo de riolita brechada, intensamente silicificada y caolinizada. Las cavidades (*vugs*) revestidas de cuarzo acicular amarillo son comunes. El bandeado de flujo es generalmente empinado a vertical y paralelo al margen de la caldera. Las costillas (*ribs*) planas, de 2-3 m de ancho, son comunes, reflejando una silicificación más fuerte a lo largo de fracturas. En sección delgada (WP-1568), no se han reconocido texturas ígneas, lo que plantea la posibilidad de que, al igual que en Fierro Urcu, las rocas caja alteradas de andesita estén incluidas en la “intrusión”. La pirita diseminada es común, y la oxidación supergénica ha producido limonita mamilar concéntricamente bandeada en fracturas y juntas. Un régimen de fluidos con bajo pH, en comparación con el que prevalece en otros prospectos del Cinturón Gañarín, se indica por la alunitización localizada. También se encuentran enargita y cinabrio. Se ha establecido recientemente reservas probadas de ca. 600000 onzas de Au. Un enjambre de fallas de dirección norte-sur, con desplazamientos menores, corta el lado este de la caldera, en el río Quinuahuayacu [6991-96638]. También está cortada por fallas en dirección noreste.



Lámina 11a. Cinturón Gañarín. Zona de alteración argílica avanzada y silicificación en el Grupo Saraguro. La zona tiene más de 1 km de longitud. Trigopamba [6758-96290].



Lámina 11b. El “capa” de sílice en Gañarín. Exposiciones en la carretera abandonada Cuenca-Machala [6798-96360]. Se aprecia claramente la textura vuggy (cavidades)

6.2.2.2 Hacienda Cristal y Río Falso: En el camino hacia Quimsacocha se pasa por una evidente zona de alteración hidrotermal. Se extiende aproximadamente 2 km de norte a sur y alcanza un ancho máximo de alrededor de 500 m. Las canteras en Hacienda Cristal [6991-96554] ofrecen buenas exposiciones de lavas de andesita blanqueadas alteradas en arcilla. El reemplazo ha imitado perfectamente la textura ígnea original, con un mineral arcilloso prácticamente isotrópico reemplazando a todos los minerales (WP-282). Redes de vetas de caolín crema cortan la roca. Una cantera superior [6987-96569] está compuesta por brechas de andesita blanqueada y rica en pirita, caolinizada.

6.2.2.3 Río Lluchir: Grandes áreas de alteración hidrotermal están presentes en este río [6940-96580]. Las rocas blanqueadas y los deslizamientos asociados son muy visibles desde San Fernando. Se reportan silicificación, alteración en arcilla, pirita diseminada y alunita.

6.2.2.4 San Pablo: Se observó una pequeña área de alteración hidrotermal [6905-96527], de aproximadamente 400 m por 100 m, dentro de brechas de toba andesítica masiva, areniscas tobáceas y tobas cristalinas en los acantilados con vista a San Fernando. Está compuesta por rocas silicificadas, alteradas en arcilla y piritizadas, que parecen seguir una fractura en dirección este.

6.2.2.5 Cañaribamba: El prospecto de Cañaribamba [6860-96437], al norte de Santa Isabel, está asociado con un domo o stock de riolita. Las muestras donadas del prospecto incluyen rocas de calcedonia con gastrópodos comunes, muchas espirales, silicificados, consistentes con actividad de sinter. La riolita (BN-213) está notablemente fresca, con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita en una matriz de foliación por flujo muy fina. Una riolita petrográficamente idéntica en un nivel estratigráfico análogo en La Paz de Portovelo [6883-96406], a unos 4 km al sureste de Cañaribamba, sugiere un posible sill o flujo. Esta roca, de al menos 50 m de espesor, muestra una foliación por flujo horizontal y también es rica en plagioclasa, cuarzo y biotita. En contraste, ha sufrido una fuerte devitrificación, con rosetas de clorita sobreponiéndose a la matriz (WP-202).

6.2.2.6 Dandán: El pequeño stock de riolita en Dandán [6810-96365] tiene una zona de alteración en arcilla. La matriz y las plagioclasas están fuertemente alteradas en arcilla (sin sericita) (WP-191). También hay una débil silicificación.

6.2.2.7 Gañarín: Este prominente acantilado domina el río Minas. La estratigrafía horizontal se interpreta como (en orden ascendente) tobas y lavas andesíticas, la Formación Jubones y una capa de brechas-tobas riolíticas silicificadas, superpuesta en discordancia angular por brechas-tobas andesíticas de la Formación Santa Isabel. Las brechas andesíticas contienen grandes *pods* de riolita, localmente bandeados por flujo, de hasta 30 m o más de diámetro, interpretados como mélange. Vetillas verticales de dirección norte-noreste (036-90) de unos pocos centímetros de grosor cortan la capa silicificada, la Formación Jubones y las tobas andesíticas subyacentes. Estas vetas son actualmente trabajadas para Au por mineros artesanales.

La capa de sílice de Gañarín tiene unos 40 m de espesor y está bien expuesta en la antigua carretera Cuenca-Machala. Está compuesta por una roca masiva de sílice muy fina con fragmentos de roca angular comunes y cristales grandes de cuarzo dispersos en la matriz (Lámina 11b). La secuencia parece ser parcialmente sedimentaria. Areniscas tobáceas silicificadas y tobas líticas finamente estratificadas están expuestas en el acantilado [6797-96355] y en el núcleo de perforación justo encima de la Formación Jubones. La silicificación no parece extenderse a la Formación Santa Isabel. Esta unidad ha sido datada en aproximadamente 18 Ma (Hungerbühler y Steinmann, 1996), sugiriendo que la mineralización podría preceder a la inconformidad. La geometría 3D de la capa de sílice es, sin embargo, incierta. Debido a la topografía, no está claro si realmente continúa debajo de las andesitas de la Formación Santa Isabel. Por lo tanto, es posible que la capa refleje una terraza de sinter relativamente reciente (Pleistoceno), situada en la pendiente.

Las muestras de material suelto y chips de las vetas de cuarzo con orientación norte-noreste en Gañarín presentan valores de Au de hasta 12-15 gm/ton. Las muestras de canal de las exposiciones de la secuencia silicificada en la carretera Cuenca-Machala variaron entre 1.8 y 8 gm/ton Au (com. pers., Grantmining, diciembre de 1996).

6.2.2.8 Pachagmama: La riolita Pachagmama, de 1 km de ancho [6750-96315], es la mayor de las intrusiones del Cinturón Gañarín. Se encuentra en el corazón de la propuesta Caldera Jubones (Sección 3.8.5), con afinidades con la intrusión de Quimsacocha respecto a la mineralización de pirita diseminada y alteración en arcilla (caolinización). La intensa meteorización ha producido una extensa mancha de azufre en las superficies. Pequeñas galerías, por ejemplo [6724-96326], son probables pruebas de oro. Una gran zona de alteración similar ocurre dentro de la roca caja en el flanco oriental de la intrusión [6770-96323].

6.2.2.9 Trigopamba: Una zona de alteración [6758-96290] en Trigopamba se encuentra en el flanco este de un stock de andesita con plagioclasa y anfíbol, con dimensiones de 1.5 km por 2 km. Las secciones delgadas indican una alteración propilítica de la intrusión (WP-111), y las tobas ácidas y las lavas de andesita del Grupo Saraguro circundantes están intensamente alteradas en arcilla (Lámina 11a). La mayoría de las rocas son polvorientas con superficies de meteorización manchadas de azufre y limonita. Todas tienen una alta concentración de pirita diseminada. En el flanco occidental de la Quebrada Calabozo [6757-96291] ocurre una brecha fuertemente silicificada, similar a la de Gañarín. Esta parece estar por encima de la zona alterada en arcilla (caolín) y piritizada. Una posible intrusión de riolita ocurre en la misma quebrada [6758-96287], aunque está intensamente alterada en arcilla. Un poco aguas abajo, una toba cristalina andesítica muestra una fuerte alteración propilítica. La matriz es rica en clorita fina. La epidota gruesa está agrupada alrededor de augitas alteradas.

6.2.2.10 Cuchicorral: Otra zona de fuerte alteración argílica se encuentra 5 km al suroeste de Trigopamba, asociada con la extensión de diques de la riolita Pachagmama. En esta área [6720-96279], la riolita está localmente brechada, con cavidades y manchada de limonita. Se encuentran fenocristales de feldespato y cuarzo. Las rocas caja son andesitas y lahares andesíticos. El área de alteración más intensa [6710-96275] se encuentra en el flanco suroeste de la intrusión, y comprende una zona de ca. 400 m × 200 m de andesita caolinizada y blanca. Los fenocristales de feldespato están alterados a un mineral verde pálido, probablemente clorita. Las zonas de alteración argílica en Cuchicorral están bastante localizadas. Las lavas de andesita con plagioclasa y anfíbol, con solo una débil alteración propilítica, se encuentran a menos de 400 m al sur del centro de la alteración argílica más intensa. Las plagioclasas están frescas, y los minerales máficos se han transformado en calc + chl + mt + stilp (WP-789).

6.2.2.11 Guanazán: Este prospecto no fue visitado, pero se interpreta como un depósito de aguas termales (com. pers. Edgar Pillajo, octubre de 1996).

6.2.2.12 Zaruma/Portovelo: En el sur del área mapeada, el Cinturón Gañarín pasa por el flanco oeste del inlier metamórfico de Salvias [6600-95960], a unos pocos kilómetros al suroeste del cual se encuentra la zona mineralizada de stocks de riolita sub-volcánica de Zaruma/Portovelo descrita en detalle en la Sección 6.4. Este importante distrito minero puede constituir un ejemplo adicional de volcanismo controlado por fracturas, emplazamiento de riolita y mineralización potencialmente atribuible al Cinturón Gañarín. Las exposiciones en carretera de las riolitas de Zaruma [6534-95928 y 6537-95931] muestran riolitas afíricas, silicificadas con textura azucarada recristalizada y cavidades revestidos de cuarzo euhédrico amarillo. Localmente [6535-95925], la roca está brechada y caolinizada, con abundante pirita diseminada. En esta condición, las texturas ígneas están generalmente destruidas (por ejemplo, WP-747) y las facies intrusivas son difíciles de distinguir de las andesitas alteradas de manera similar de la Unidad Portovelo (Lámina 1b).

6.3 Vetas y brechas mesotermales con metales base y oro

Estos depósitos se caracterizan por brechas, *pods* y diques de roca de turmalina y sílice. Se encuentran en intrusiones de granodiorita (particularmente donde sus cúpulas están en contacto con tobas de flujo de ceniza soldadas), en stocks de microdiorita y en las rocas caja. Se han observado posibles controles estructurales, por ejemplo, en la continuación del Lineamiento Chaucha-Río Jérez, que incluye Tres Chorreras, Uzhcurrumi, La Tigrera, La Playa, Gigantones y otros diques/chimeneas de cuarzo/turmalina recién descubiertos. Los depósitos, de norte a sur, se describen a continuación.

6.3.1 La Enramada

Se encontró una gran chimenea o *pod* de roca de cuarzo/turmalina/moscovita (WP-251) de aproximadamente 30 m de diámetro cerca de La Enramada [6598-96518] en la traza del Lineamiento Chaucha-Río Jérez durante una travesía desde Quinuas hasta Ponce Enríquez. La chimenea se encuentra en el borde de una gran secuencia de tobas líticas con pebbles metamórficos (Formación Las Trancas). Hay una cúpula de granodiorita cercana. No se observaron sulfuros.

6.3.2 Tres Chorreras

Este prospecto, un sitio de minería artesanal, comprende stocks irregulares de microdiorita con feldespato, anfíbol y cuarzo intruidos en tobas líticas mal consolidadas y tobas de flujo de ceniza ricas en pómez soldadas del Grupo Saraguro (las tobas Narihuiña). La secuencia está volcada hacia el este entre 30-60°, y localmente hasta vertical (en la cresta al oeste de Quinuas), antes de la erupción y deposición de la Formación Jubones (cf. 23 Ma). Las brechas mineralizadas están rodeadas por un gran halo de turmalina diseminada que se extiende cientos de metros dentro de las tobas de flujo de ceniza. Al entrar en este halo desde el norte [6637-96505], aproximadamente 300 m al norte del primer *glory hole*, el aspecto de la toba comienza a cambiar. Aparecen pequeñas rosetas de turmalina, aparentemente llenando vacíos y agujeros dejados por cristales de feldespato lixiviados, y la roca está silicificada. Los vacíos más grandes están llenos de hematita y turmalina. La pómez fue un sitio importante para el crecimiento de turmalina, presumiblemente porque eran más porosas.

La mina Tres Chorreras comprende *glory holes* desarrollados en las brechas mineralizadas, con un ensamble característico de molibdenita masiva, hematita, calcopirita, pirita y turmalina. Las texturas bandeadas son comunes, con varias generaciones de deposición de turmalina y brechamiento. Las brechas se desarrollan principalmente dentro de la intrusión, especialmente en los contactos con las tobas dacíticas. La forma de los *glory holes* indica que la mayoría de las brechas son cuerpos verticales y alargados, generalmente paralelos a la roca caja/intrusión, en contacto fallado. El *glory hole* más alto [66355-965045] se desarrolla en un contacto microdiorita/toba y muestra alteración argílica. La intrusión está alterada en arcilla, sericitizada, brechada y rica en pirita diseminada. Las fracturas están llenas de calcedonia bandeada, crustiforme y estriada, cuarzo claro euhédrico y limonita mamilar. Las brechas restantes están principalmente dentro de microdioritas propilíticas o, rara vez, alteradas a sericita. Las intrusiones no parecen contener turmalina. Esto puede reflejar un control químico, una reacción, entre la toba ácida y los fluidos ricos en boro.

El estilo de mineralización en Tres Chorreras parece estar dictado por la competencia. Los contactos entre la intrusión y la toba fueron claramente sitios de incremento de fracturación tectónica. No hay evidencia de que estas brechas representen brechas hidrotermales (diatremas). No hay redondeo, inclusión de clastos en zonas verticales ni inyección de material de matriz en los clastos.

Además de la espectacular mineralización de *glory holes*, se desarrollan vetas en brechas-tobas líticas mal consolidadas debajo de las tobas más compactas. La estratificación cruda se define por cambios en el tamaño de los clastos, así como en la composición. Los clastos más grandes tienen aproximadamente 0.25 m de diámetro. Hay cierta indicación de canalización. Las brechas-tobas contienen enjambres empinados de finas (5-10 mm) vetas de cuarzo planas, alineadas hacia el norte-noreste. Estas llevan pequeñas cantidades de galena, calcopirita, pirita y esfalerita. Los mineros artesanales reportan leyes de oro de alrededor de 100 gm/ton. El oro visible es común. La presencia de vetas de cuarzo planas y muy continuas sugiere que la roca era alguna vez más endurecida y quebradiza de lo que es ahora. Esto puede indicar una débil alteración propilítica posterior.

Hay zonas foliadas y cizalladas dentro de las intrusiones y a lo largo de los contactos fallados. Principalmente tienen una dirección noreste y un buzamiento empinado hacia el noroeste. Están muy meteorizadas y son ricas en limonita. Un túnel que corta una de estas zonas de cizalla tuvo 2.7 gm/ton de oro a lo largo de una distancia horizontal, transversal al rumbo, de 10 m (comunicación personal, Grantmining, diciembre de 1996).

6.3.3 Mina La Playa [6520-96430]

Este sitio, ubicado a 12 km al suroeste de Tres Chorreras, no fue visitado debido a que fue invadido recientemente por mineros artesanales. Comprende 3 o 4 chimeneas de brecha subverticales, alineadas en una dirección noroeste, dentro de una cúpula de granodiorita. La cúpula está extremadamente cerca del contacto con la Formación La Fortuna, una importante discordancia angular. Por lo tanto, es posible que la mineralización refleje algún tipo de barrera fluida. Cada chimenea tiene aproximadamente 100 m de diámetro y está compuesta por brechas de turmalina (chorlo) y cuarzo con contenidos variables de sulfuros y óxidos. Las muestras del sitio incluyen sustancial calcopirita, hematita especular, scheelita (?), esfalerita y bornita. Los minerales secundarios incluyen azurita y malaquita, pero la zona de enriquecimiento supergénico ha sido eliminada hace tiempo de la Chimenea La Playa, la más importante de las chimeneas. Otros minerales de ganga incluyen cristales de amatista bien formados.

Las brechas de La Playa son variables en tamaño de grano y muestran varias generaciones de crecimiento de turmalina; las fases anteriores están representadas por clastos angulares dentro de la brecha fina, y la fase final por grandes *sprays* radiales que crecen a lo largo de las superficies de las fracturas. No hay señales, en ninguna de las muestras, de inclusiones de la granodiorita hospedante o de la toba de flujo de ceniza (Toba La Fortuna) que probablemente las chimeneas atraviesan. El oro del sitio es muy fino. Puede estar libre o como inclusiones dentro de los sulfuros.

Las leyes registradas en algunas de las porciones ricas en sulfuros de las chimeneas son de 2-4 gm/ton, con aproximadamente 40 gm/ton de Ag (comunicación personal, Ecuanor, abril de 1996).

6.3.4 Mina La Tigrera [6512-96446]

Se encuentra al otro lado de la divisoria de aguas desde La Playa, y está ubicada en la misma intrusión de granodiorita. Se explota al menos una brecha de cuarzo/turmalina, nuevamente con sulfuros comunes y oro muy fino. Hay menos turmalina que en La Playa. Se piensa que la chimenea de brecha es vertical y se encuentra prácticamente en el contacto entre la cúpula y la Formación La Fortuna.

6.3.5 Uzhcurrumi

Se han trabajado depósitos de vetas anteriormente en torno a Uzhcurrumi y hay varias indicaciones de mineralización polimetálica y de oro. Oro visible, en vetas irregulares con minerales de cobre verde y posible cinabrio, se encontró en Lacay [6588-96329], en una carretera recién abierta, durante el actual estudio. Se presenta en tobas dacíticas alteradas en arcilla cerca de una gran intrusión de granodiorita, que aparentemente está desplazada por una falla con rumbo noreste. La silicificación intensa es evidente en las tobas ácidas de Saraguro 2 km al oeste [6570-96331]. Alrededor del borde norte de la misma intrusión de granodiorita se observa alteración propilítica tanto en la facies intrusiva como en las rocas caja. También hay vetas que han sido trabajadas por niveles. En [6592-96343], zonas de fractura y vetas estrechas de unos pocos centímetros de espesor están mineralizadas con calcopirita, epidota, pirita, turmalina, galena y molibdenita. Las principales estructuras tienen rumbo 032° y un buzamiento 82° al oeste. Un bloque suelto de galena sólida, de 0.1 m de diámetro, aparentemente proviene de la ladera sobre los niveles. Los niveles cercanos [6613-96343] se exploran en gouges de falla con vetas de cuarzo, pirita y galena.

6.3.6 Otros

Se han localizado otros ejemplos de *pods*, chimeneas y diques de cuarzo/turmalina/sericita que merecen un seguimiento. Están listados por cada mapa a escala 1:50000:

a) Uzhcurrumi: Un recorrido a pie aguas abajo de Tres Chorreras encontró [9636-96476] una toba turmalinizada con sericita/moscovita gruesa (WP-244) dentro del Grupo Saraguro.

b) Uzhcurrumi: Al oeste de San Rafael [6589-96366] se encuentran vetas delgadas de cuarzo/turmalina en una toba de flujo de ceniza rica en cristales de cuarzo/feldespato (Grupo Saraguro).

c) Paccha: Una chimenea de brecha de turmalina, cuarzo, sericita, epidota y abundante arsenopirita se encuentra en Río Cristal [6488-96045] cerca de Paccha. Los fragmentos de roca brechada son una granodiorita fina. El afloramiento tiene casi 150 m por 70 m. La geometría 3D no se conoce. Un amplio halo de turmalina se encuentra en las rocas caja. Una chimenea mucho más pequeña aflora cerca [6493-96043]. Las chimeneas se encuentran dentro de una intrusión de granodiorita y a lo largo de una intrusión de microdiorita corneanizada (también con turmalina). Las relaciones de edad entre los dos tipos de intrusión no están comprobadas, pero la corneanización sugiere que la microdiorita es la más antigua, posiblemente una fase intrusiva más temprana de la granodiorita. Una granodiorita rica en turmalina también aflora cerca de las antenas [6464-96074], al norte de Paccha.

d) Selva Alegre: Una zona similar a un dique de alteración hidrotermal se encuentra dentro de un sill (?) de andesita/microdiorita porfirítica en una cresta [6736-95988] al sureste de Taurococha. El “dique” tiene una dirección norte y continúa al menos 1 km. El ancho es de casi 100 m. La zona está compuesta por roca intrusiva silicificada manchada de limonita con cavidades y fisuras recubiertas por cuarzo euhédrico y turmalina. La roca intrusiva tiene una textura azucarada y silicificada. No se observaron sulfuros. En sección delgada, la roca muestra un mosaico cuarzoso granoblástico con sprays gruesos de turmalina (WP-1631). Los fenocristales máficos originales están completamente cloritizados. La matriz es rica en sericita y clorita. La intrusión huésped tiene una amplia extensión y muestra una alteración propilítica leve (¿regional o local?).

6.4 Vetas de oro epitermales y mesotermales combinadas, pobres en metales base

6.4.1 Zaruma-Portovelo

Esta zona minera históricamente importante (Andrade, 1911; Baragwanath, 1912; Billingsley, 1926; UNDP, 1969b) comprende enjambres de vetas auríferas dentro de stocks de riolitas y andesitas de la Unidad Portovelo. Las vetas tienen una dirección predominantemente norte-sur. La mineralización parece disminuir rápidamente al oeste del Río Galera [6517-95910] en el afloramiento de las tobas andesíticas y dacíticas menos induradas del Grupo Saraguro.

La Misión Belga (1989a, b) ha reconocido dos tipos de vetas dentro del campo Zaruma-Portovelo. Las vetas mesotermales polimetálicas (auríferas) contienen cuarzo y una amplia gama de sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita, galena, bornita, calcosina, covelina y sus equivalentes oxidados, malaquita, hematita y limonita), con Au refractario contenido dentro de la pirita y la calcopirita. También está presente Au libre. Los estudios de inclusiones fluidas indican temperaturas de deposición de 320-380°C para estas vetas (Shepherd en Litherland, 1987), que están mejor ejemplificadas en el cinturón Portovelo-Zaruma-Malvas. Las vetas epitermales de cuarzo-calcita son pobres en sulfuros y más ricas en metales preciosos, con Au típicamente libre. Los sulfuros escasos incluyen pirita, calcopirita, galena, esfalerita. Las sulfosales incluyen proustita (sulfosales de Ag). La adularia en las rocas caja y la ausencia de alunita implica un modelo epitermal tipo adularia-sericita (Heald et al., 1987). Los estudios de inclusiones fluidas realizados por la Misión Belga sugieren que los metales preciosos se precipitaron entre 200-300° por ebullición. En las inclusiones se presenta un equivalente de NaCl de 2.5-7.4% en porcentaje de peso. Lo que implica una fuerte influencia de aguas meteóricas. La profundidad calculada de mineralización en las vetas epitermales es de 300-600 m.

El modelo de mineralización más reciente para Zaruma/Portovelo (Misión Belga, 1989a, b; Van Thournout et al., 1991) define una estructura circular (caldera) de unos 9-10 km de diámetro, a la que se considera confinada la zona de alteración propilítica de las andesitas de la Unidad Portovelo. Los contrastantes ensambles de mineralización presentes se interpretan dentro del modelo como reflejo de sistemas mesotermales pre-caldera y epitermal post-caldera, y las intrusiones de riolita se correlacionan con el volcanismo de Chinchillo (ahora Grupo Saraguro). A partir de la información recopilada durante el presente estudio, la validez de este modelo puede ser cuestionable. La alteración propilítica, por ejemplo, se ha encontrado como una característica regional de la Unidad Portovelo. No se ha notado evidencia topográfica de una estructura tipo caldera, y el desplazamiento de los límites litológicos en el supuesto margen de la caldera no se ha observado en ningún lugar. Aunque los numerosos stocks de riolita son consistentes con la presencia de un centro volcánico (posiblemente una caldera), la evidencia actual no es suficiente para definir su ubicación o tamaño. Por lo tanto, tal centro puede interpretarse plausiblemente como la expresión más meridional del Cinturón Gañarín (Sección 6.2).

6.4.2 Bella Rica y Tres Ranchos

Las vetas de cuarzo auríferas en Bella Rica y Tres Ranchos (Figura 9), al sur del pórfido Gaby (Sección 6.1), están emplazadas dentro de basaltos de la Unidad Pallatanga. Las exposiciones típicas [6448-96588] comprenden basaltos verdes, dolerita e hialoclastitas con un stockwork irregular de vetas de epidota, cuarzo y clorita de hasta 20 mm de espesor. Los puntos de alteración de epidota son comunes y alcanzan 50 mm de diámetro. Zonas similares de epidota rodean algunas vetas. La roca tiene una susceptibilidad magnética aparente de 25.4 emu (Anexo 4).

La pirita diseminada y los stockworks de pirita son extensos en Bella Rica. Aunque el clinopiroxeno primario generalmente permanece intacto, las secciones delgadas de Bella Rica muestran alteración propilítica variable (WP-1664, 1666, 1667). La actinolita y la albita son comunes dentro de las vetillas en las rocas caja propilitizadas de una veta noreste en [6445-96598] (WP-448). La actinolita también reemplaza los fenocristales de hornblenda. Hacia el pórfido Gaby, en la carretera de acceso a Bella Rica [6436-96613], aparecen cavidades llenas de turmalina, epidota y sulfuros (WP-1668).

El área está delimitada por una serie de fallas importantes de dirección oeste-noroeste (Figura 9). En el sur, una falla sigue el río Margarita; en el norte, una falla sigue el río Tenguel. Una tercera falla importante, la Falla Río Chico rellena de serpentinita, se encuentra en las áreas de San Gerardo (Pinglio) a Tenguelillo. Dentro de este bloque, la mayoría de las vetas y fallas, incluida la principal Falla Tres de Mayo, tienen una dirección norte o norte-noroeste. La mayoría de las vetas mineralizadas buzan 45-65° hacia el este. También hay tres fallas transversales importantes, de dirección general este: Guanache, Los Ratones y Pueblo Nuevo.

La mineralización más importante en la concesión Bella Rica es un sistema de vetas con tendencia norte-noroeste de aproximadamente 3 km de largo, con un ancho conocido de 400 m (Misión Belga, 1996). Las vetas individuales tienen buzamiento y rumbo variables y pueden cambiar bastante abruptamente. Hay entre 6 y 12 vetas principales, principalmente menores que 0.6 m, raramente hasta 1 m. Es común el fenómeno de “*pinch and swell*” (estrechamiento y dilatación). Los minerales principales, en orden de importancia, son pirita, pirrotina, arsenopirita, esfalerita, galena y hematita. El oro visible es raro. Los productos de alteración supergénica incluyen calcosina, covelina, cuprita, malaquita, goethita, lepidocrocita y limonita. Los minerales de ganga son principalmente cuarzo con calcita menor, ankerita, ferro-dolomita, clorita, moscovita y epidota.

6.4.3 San Gerardo (Pinglio) a Tenguelillo

Esta zona probablemente es una extensión del distrito Bella Rica. La estratigrafía del área es compleja. Los flancos inferiores de la zona montañosa están formados por basaltos, mientras que las partes más altas comprenden tobas dacíticas soldadas y tobas andesíticas muy meteorizadas (probablemente representando un outlier del Grupo Saraguro). La mayoría de los depósitos de vetas se encuentran dentro de las primeras. Al igual que en Bella Rica, la zona está limitada entre dos fallas este-sureste: la Falla Río Tenguel y, la Falla Río Chico, llena de serpentinita, con dirección este-sureste. Se sabe poco sobre el estilo de mineralización de oro, aparte de que es del tipo de veta. Existe una variedad de orientaciones de vetas y fallas, pero la mayoría son noreste-suroeste, algunas tienen dirección norte y unas pocas son paralelas a la Falla Río Chico. La presencia de películas de serpentinita a lo largo de las fallas noreste indica que al menos algunas estaban activas durante los movimientos en la Falla Río Chico. Por lo tanto, se pueden considerar un conjunto complementario a esta última.

Rocas verdes cizalladas a lo largo de una falla noreste cerca de San Gerardo [6541-96630] muestran superficies recubiertas de serpentinita. Una sección delgada muestra una roca intrusiva de grano fino, probablemente dolerita rica en clinopiroxeno (WP-152). Presenta alteración propilítica, con vetillas de epidota y calcita y mucho reemplazo de la matriz por clorita/calcita. Un nivel [6522-96651] muestra andesita verde o microdiorita silicificada con numerosas zonas de cizalla irregulares y fallas con superficies pulidas. El túnel está excavado en una falla mineralizada (173/66 W).

Un gran cuerpo de serpentinita ocurre dentro de los basaltos Bella Rica en Tenguelillo [6605-96600]. Tiene una forma alargada hacia el noreste y una foliación noreste, y probablemente es otro ejemplo de una fractura complementaria rellena de serpentinita en dirección noreste. Una ventana de rocas metamórficas, interpretadas como basaltos de la Unidad Pallatanga cizallados, aflora al oeste (Sección 3.1). Hacia el este, una gran intrusión de granodiorita probablemente se conecta con el batolito Chaucha. La granodiorita y los basaltos circundantes están ampliamente corneanizados (cordierita + moscovita), por ejemplo, en [6614-96602] (WP-1657). Hay pirita diseminada ampliamente en las rocas caja, por ejemplo, en [6617-96584], y en la granodiorita. La posición del cuerpo de serpentinita de Tenguelillo, dentro de los basaltos Bella Rica y en el límite sureste de la Falla Río Chico, una estructura que puede haber sido instrumental en la mineralización, sugiere que esta área merece una investigación adicional.

6.4.4 Modelo de la mineralización Bella Rica/San Gerardo

Es tentador incluir las fallas rellenas de serpentinita en cualquier modelo de la mineralización de vetas. Su general inclinación empinada sugiere un movimiento de rumbo (esfuerzo compresivo vertical intermedio, σ_2). Existen dos modelos teóricos de movimiento de rumbo (Figura 9): a) fallamiento conjugado simple, b) cizallamiento de Riedel. El primero requiere que el esfuerzo compresivo máximo horizontal (σ_1) biseque el ángulo agudo entre los conjuntos de fallas (Figura 9). Por lo tanto, estaría alineado aproximadamente en 080°. En el segundo modelo, la Falla Río Chico podría interpretarse como una cizalla R_1 (sintética) y las fallas complementarias como cizallas R_2 (antitéticas) (Figura 9). Ambos modelos podrían implicar únicamente movimiento sinistral en la Falla Río Chico y en las fallas paralelas (Río Tenguel, Río Margarita). Sin embargo, las vetas norte-sur en Bella Rica sugieren una extensión este-oeste y un problema importante con los modelos de movimiento de rumbo es que no son muy dilatacionales. Esto sugiere que la mineralización no está asociada con el emplazamiento de serpentinita y movimientos de rumbo. Es más probable que las fallas que se desarrollaron en un régimen de rumbo hayan sufrido una extensión posterior este-oeste.

La asociación de la mineralización de oro con los basaltos Bella Rica, tanto en Bella Rica como en San Gerardo, puede reflejar la mayor abundancia de oro de fondo en las rocas básicas en comparación con las rocas ácidas (Tilling et al., 1973). Si los basaltos proporcionaron la fuente de oro, entonces se requeriría una circulación a gran escala de aguas meteóricas/submarinas. Es más fácil imaginar esto en un entorno submarino que en un arco volcánico terrestre.

6.5 Sulfuros masivos volcanogénicos (VMS)

Una posible ocurrencia del tipo VMS se ha observado al noroeste de San Fernando [6886-96558]. Se encuentra en la Formación Turupamba y podría ser un depósito relacionado con los epitermales del Cinturón Gañarín. Las exposiciones en la carretera muestran tobas ácidas distorsionadas *slumped*, de grano fino, piritosas, con fragmentos de carbón dispersos. También hay conglomerados piritosos con una forma inusual; todos los clastos son de toba fina y la matriz es prácticamente indistinguible. Los interpretamos como intraformacionales. También se encuentran vetas de caolín.

El Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (UNDP, 1969a) perforó mineralización rica en sulfuros al noreste [6961-96585] de San Fernando, en andesitas y debritas andesíticas de las Formaciones Quimsacocha y Turi. Se interpreta como exhalativa (Goossens, 1972). El depósito del UNDP no ha sido visitado, pero se encuentra a poca distancia de Quimsacocha y sospechamos que podría estar relacionado con el cinturón de mineralización epitermal del Cinturón Gañarín.

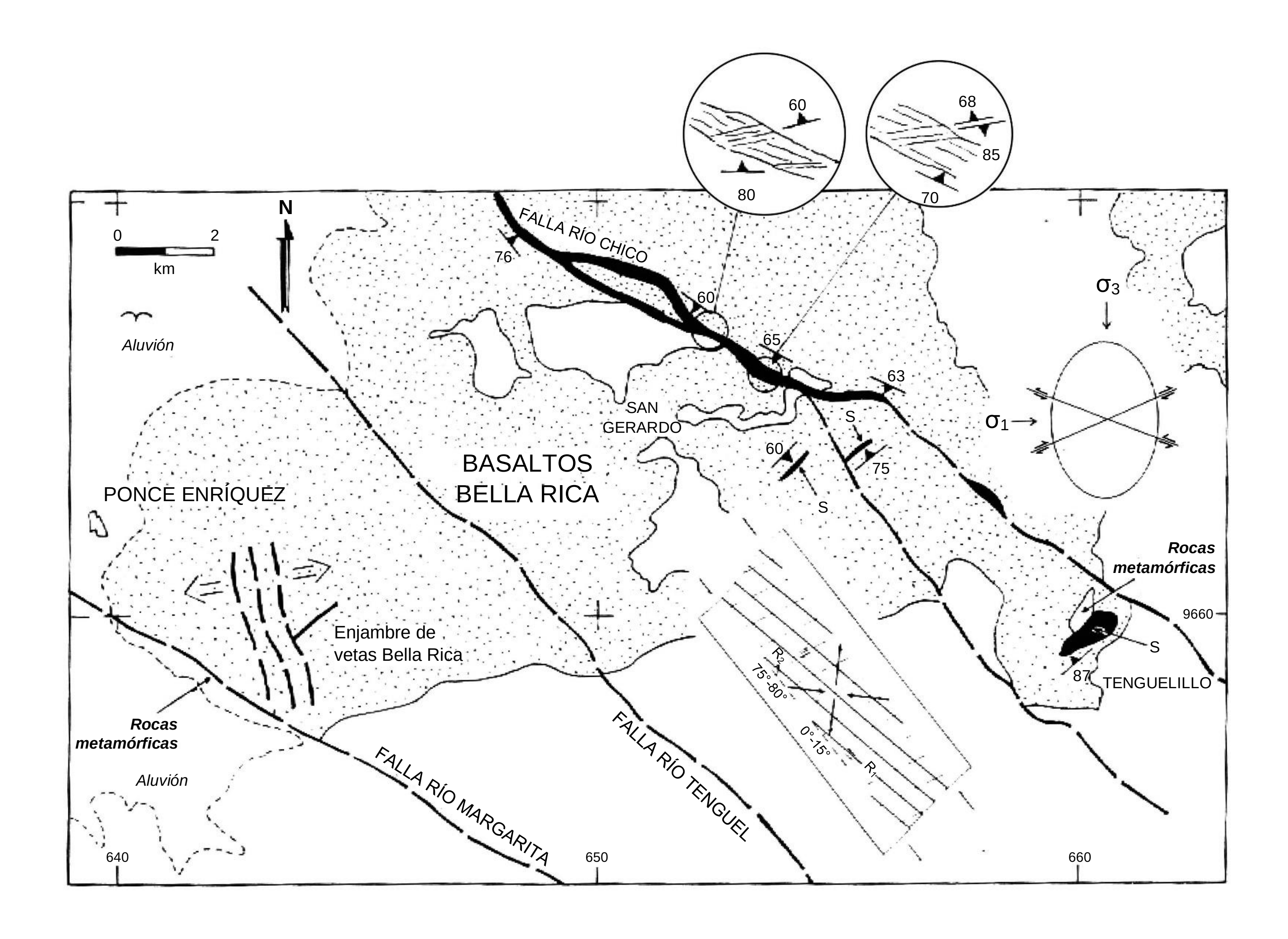


Figura 9. Modelos tectónicos para el fallamiento alrededor de Ponce Enríquez. Serpentinita en negro. Las áreas en blanco son estratos e intrusiones post-Bella Rica. Los recuadros muestran detalles de las serpentinitas foliadas. Se muestran dos posibles modelos para la Falla Río Chico rellena de serpentinita y las fallas noreste complementarias: a) movimiento de rumbo conjugado, b) cizalla de Riedel (Tchalenko, 1970; Tchalenko y Ambraseys, 1970). Véase el texto para la explicación

6.6 Travertino

El travertino, una fuente de piedra ornamental y de cal para cemento, se encuentra a lo largo de las principales fallas y corrimientos del distrito. Algunos informes mencionan la presencia de uraninita (UNDP, 1971). La Cría [6837-96232], el depósito más grande, está siendo explotado para cemento. Al igual que Baños (cerca de Cuenca) (DGGM, 1980c), se compone de una cresta estrecha y con lados empinados con una fractura axial a través de la cual emergen aguas termales. La Cría se desarrolla en un corrimiento principal con vergencia noroeste dentro del Sistema de Fallas Girón (Sección 5). Esta estructura marca el límite oriental de la cuenca intermontana de Ayancay. Un depósito muy pequeño de travertino [6814-96239] se encuentra en otro corrimiento, marcando el límite occidental de la cuenca de Ayancay. Dentro de la cuenca, el conocido material de 'Mina de Mármol' [6836-96230] fue depositado a lo largo del contacto fallado y con buzamiento pronunciado entre la Toba Jubones y el Grupo Ayancay, en el flanco oeste del Anticlinal de La Cría. Las vetas son principalmente concordantes. Los travertinos de Saraguro [6971-96018] no fueron visitados, pero parecen encontrarse en una falla con dirección norte.

Los travertinos representan sistemas hidrotermales recientemente extintos o aún activos. El calor magmático remanente impulsó, y sigue impulsando, la circulación de aguas meteóricas. El carbonato probablemente se lixivia de las andesitas (Andesitas Santa Isabel, Andesitas Sacapalca) en el conjunto volcánico. Las andesitas con vetas de calcita afloran en las proximidades de la mayoría de los depósitos de travertino. Las fallas que bordean la antigua cuenca sedimentaria de Santa Isabel fueron claramente importantes vías de fluidos.

6.7 Piedra para construcción

La mejor piedra para construcción es probablemente la dacita intrusiva al sur de Saraguro. Es una piedra franca no fisurada que se corta fácilmente. Una pequeña cantera [6941-95954] proporciona piedra para pavimentar las calles de Saraguro. El recurso potencial es enorme.

7. GEOFÍSICA

El análisis del campo magnético total para el sur de Ecuador (Figueroa, 1995), corregido para la latitud cercana al ecuador, muestra una buena correlación con las principales estructuras. La Figura 10 es un mapa del campo magnético total con el mapa geológico digitalizado superpuesto. De esta manera, es posible apreciar cómo las estructuras regionales, como los sistemas de fallas de Gañarín y Girón, corresponden con las discontinuidades magnéticas. El mapa muestra una estructura distintiva en dirección este-oeste, que podría reflejar la estructura del basamento metamórfico. En general, las áreas de rocas metamórficas presentan gradientes más bajos y valores más altos que las rocas volcánicas. La amplia separación entre las isolíneas indica que, como era de esperar, las rocas metamórficas están profundamente arraigadas. El páramo al sur de Manú y Chilla presenta una respuesta similar: alto magnetismo y bajos gradientes. Esto implica que el Grupo Saraguro/Andesitas de Celica debe ser delgado, una observación respaldada por la presencia de ventanas metamórficas en la zona. Una anomalía similar está presente en la confluencia de los ríos Naranjo y León, sugiriendo que las rocas metamórficas podrían estar presentes a poca profundidad bajo las Andesitas de Sacapalca. En contraste con el páramo de Manú, el páramo de Pedernales, Quinuas y San Fernando, al norte de Santa Isabel, presenta una gran anomalía negativa, probablemente reflejando una gran potencia de roca volcánica.

Cruzando la estructura este-oeste, el Cinturón Gañarín corta varios caballetes (*saddles*). En el sur del área, el profundo contraste en las propiedades magnéticas entre las rocas metamórficas y las rocas volcánicas (Andesitas de Celica) es evidente, aunque los gradientes más fuertes se presentan a unos pocos kilómetros al norte del Sistema de Fallas Piñas-Portovelo. Esto respalda nuestro modelo de un corrimiento con buzamiento suave hacia el norte, con rocas metamórficas en el bloque yacente (Sección 5).

Desafortunadamente, no se dispone de suficientes lecturas de susceptibilidad magnética (Anexo 4) para modelar el conjunto de datos en detalle. Sin embargo, está claro que las rocas volcánicas, que son principalmente de disposición horizontal, tienen un magnetismo muy variable. Esta es en parte la razón por la cual la mayoría de los gradientes agudos ocurren en el afloramiento volcánico. Dependiendo de la derivada utilizada en futuras evaluaciones, será importante considerar los efectos de estas fuentes superficiales.

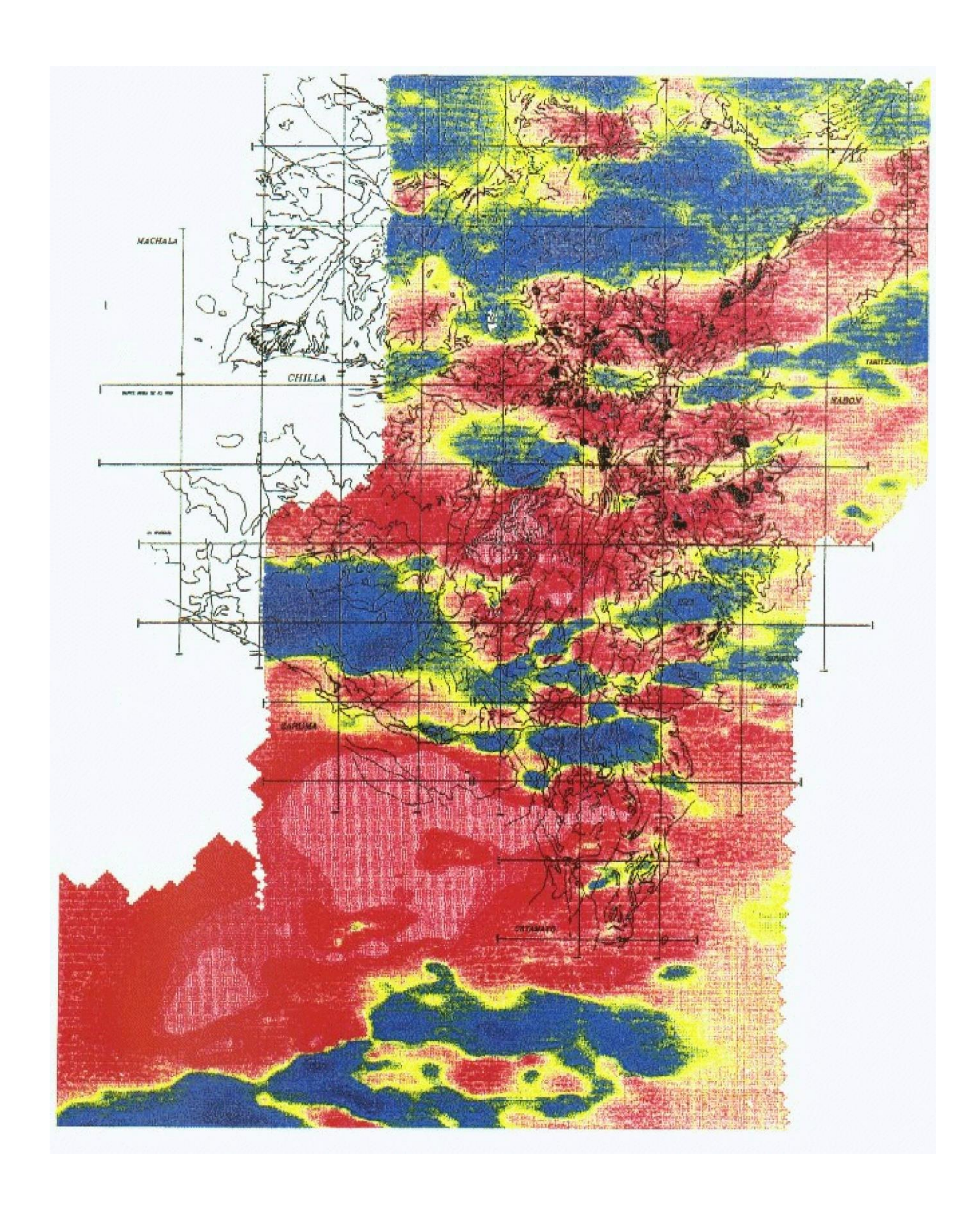


Figura 10. Mapa de la cuadrícula del campo magnético total con el mapa geológico digitalizado superpuesto. El rosa corresponde a valores positivos (altos), el azul a valores negativos (bajos)

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas del área mapeada, presentes al sur de la Falla Piñas-Portovelo, pertenecen al basamento metamórfico del bloque estructural Cordillera Real-El Oro, metamorfizadas durante un evento regional en el Triásico Tardío. Las diversas rocas, predominantemente metasedimentarias, del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden et al., 1995) se interpretan como parte de un complejo de prisma de acreción, que incluye las rocas de alta grado del Triásico, probablemente derivadas de un protolito del Paleozoico, rocas de menor grado quizás de edad Jurásico-Cretácico que constituyen la matriz del prisma/mélange y, rocas de alta presión de edad Cretácico Temprano tectónicamente emplazadas en la mélange. Al norte de la Falla Jubones, la mayoría de las rocas metamórficas presentes pertenecen a las unidades de menor grado Jurásico-Cretácico del complejo de prisma de acreción, cuyo límite occidental probable es la Falla Bulubulu (Dunkley y Gaibor, en prensa) que la separa de las rocas oceánicas de la Unidad Pallatanga al noroeste.

Los Basaltos Bella Rica de la Unidad Pallatanga, interpretados como corteza oceánica (MORB), se consideran parte de una secuencia ofiolítica que fue acrecionada al margen continental de América del Sur en el Cretácico Tardío, probablemente en el Campaniano. Los volcánicos calco-alcalinos de la Unidad Celica, poco definida, fueron depositados en un arco ensiálico terrestre a marino y quizás, al menos en parte, son contemporáneos con los Basaltos Bella Rica. La cesación de la actividad en el arco Celica en el Campaniano (Feininger y Bristow, 1980) puede reflejar la mencionada acreción del terreno Pallatanga (Piñón). La Unidad Maestrichtiense Yunguilla que la sobrepone es una secuencia de turbiditas derivadas de la erosión del material del arco (Celica?) y las rocas metamórficas del bloque Cordillera Real-El Oro, tras el levantamiento como resultado de la acreción de las rocas oceánicas del terreno Pallatanga.

La Formación Quingeo y las rocas del arco volcánico continental contemporáneo (?) y más jóvenes de la Unidad Sacapalca y el Grupo Saraguro se acumularon en una depresión entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Real levantada. Las andesitas de la Unidad Sacapalca podrían ser los equivalentes del sur de los basaltos del arco insular Macuchi. Fallas syn-deposicionales, desarrolladas sobre fallas principales del basamento, como el Cinturón Gañarín y el Sistema de Fallas Girón, delimitaron cuencas, centros volcánicos e intrusiones de alto nivel. Durante el Oligoceno y Mioceno, el foco de deformación parece haberse desplazado hacia el este, con volcamientos primero en Narihuiña, Pedernales, San Pablo de Cebadas y Chaucha, alrededor de 24-26 Ma. Una importante provincia de tobas de flujo de ceniza riolítica se desarrolló en el Oligoceno más tardío y Mioceno más temprano, seguida poco después (19-16 Ma) por una fase de emplazamiento de granitoides. Se formó una gran caldera al suroeste de Santa Isabel, que fue la fuente de al menos una importante toba de flujo de ceniza (Formación Jubones). Alrededor de 18 Ma, la extensión acelerada en dirección este-oeste resultó en la sedimentación en cuencas intermontanas en Santa Isabel, Girón, Cuenca y Catamayo. Esto podría reflejar un cambio en la dirección de la convergencia de placas entre el continente y la Placa de Nazca o debido al *rollback* de la zona de subducción. Alrededor de 10 Ma, un importante evento compresivo, datado por la truncación del Grupo Ayancay deformado por la Formación Uchucay, invirtió las cuencas y corrió a los estratos de Saraguro y Sacapalca sobre las cuencas intermontanas.

Las Formaciones Turi y Tarqui son probablemente al menos en parte contemporáneas. La primera representa un material de aluvión de un volcán andesítico (Quimsacocha?). La Formación Tarqui se depositó en un ambiente que varió entre deltaico, lacustre y fluvial, y es posible que Quimsacocha haya sido una fuente para algunas de las tobas ácidas de flujo de ceniza de esta Formación.

9. BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE L. (1992) Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics,* **205**, 223-237.

ANDRADE M. de J. (1911) *Las minas de Zaruma.* (Quito).

ASPDEN J. A., BONILLA W. and DUQUE P. (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 67, 63 pp.

ASPDEN J. A., HARRISON S. M. and RUNDLE C. C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement. Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 6, 77-96.

ASPDEN J. A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMÚDEZ R. y VITERI F. (1987) Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significación regional. *Politécnica (Quito), Monografía de Geología,* Vol. 12, 81-94.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Quito, 54 pp.

BARAGWANATH J. G. (1912) Notes on the geology of the Zaruma Mines. Ecuador. *Columbia University School of Mines,* Vol. 33, 161-165.

BILLINGSLEY P. (1926) Geology of the Zaruma Gold District of Ecuador. *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgy and Engineering,* Vol. 74, 255-277.

BRISTOW C. R. (1981) An annotated bibliography of Ecuadorian geology. *Overseas Geology and Mineral Resources, Institute of Geological Sciences,* No. 58, 38 pp.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) *Lexique Stratigraphique International.* (2nd Edition). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

BRISTOW C. R. and PARODIZ J. J. (1982) The stratigraphical palaeontology of the Tertiary non-marine sediments of Ecuador. *Bulletin of Carnegie Museum of Natural History,* No. 19, 1-53. (Pittsburgh, Pennsylvania).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1993a) National geological map of Ecuador, scale 1:1000000. (Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1993b) National tectono-metallogenic map of Ecuador, scale 1:1000000. (Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (In press-a) Geological map of the Western Cordillera, Ecuador between 3 and 4 degrees south. (1:200000). (BGS, Nottingham; CODIGEM, Quito).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (In press-b) Geological map of the Western Cordillera, Ecuador between 2 and 3 degrees south. (1:200000). (BGS, Nottingham; CODIGEM, Quito).

CAS R. A. F. and WRIGHT J. V. (1987) *Volcanic successions, modern and ancient.* (First Edition). (Chapman and Hall; London).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1973a) Mapa geológico del Ecuador, Cariamanga, Hoja 39 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1973b) Mapa geológico del Ecuador, Saraguro, Hoja 55 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1974) Mapa geológico del Ecuador, Girón, Hoja 54 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1975a) Mapa geológico del Ecuador, Loja, Hoja 56 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1975b) Mapa geológico del Ecuador, Gonzanamá, Hoja 57 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980a) Mapa geológico del Ecuador, Zaruma, Hoja 38 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980b) Mapa geológico del Ecuador, Azogues, Hoja 73 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980c) Mapa geológico del Ecuador, Machala, Hoja 36 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980d) Mapa geológico del Ecuador, Cuenca, Hoja 53 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1986) Mapa geológico del Ecuador, Santa Rosa, Hoja 37 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS and INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES (1982) Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador (1:1000000). (Quito).

DUNKLEY P. N. and GAIBOR A. (1997) Geology of the area between 2 and 3 degrees south. Western Cordillera, Ecuador. Open File Report WC/97/26, British Geological Survey.

ERAZO M. T. (1957) Apuntes sobre la geología y estructura del Valle de Cuenca. *Anales de la Universidad de Cuenca.* Vol. 13, 157-197.

FAUCHER B., JOYES R., MAGNE F., GRANJA V. J., GRANJA B. J. C., CASTRO R. y GUEVARA G. (1968) Informe geológico sobre las posibilidades petroleras de las provincias costeras de la República del Ecuador. Institute Français du Pétrole. (Servicio Nacional de Geología y Minas; Quito).

FEININGER T. (1977) Simple Bouguer gravity anomaly map of Ecuador (1:1000000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. (1978) Geologic map of the western part of the El Oro Province (1:50000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. and BRISTOW C. R. (1980) Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau,* Vol. 69, 849-874.

FIGUEROA J. F. (1995) *Aeromagnetic interpretation of the southern terrains of Ecuador and a geophysical interpretation of the Chaucha porphyry copper deposit, Ecuador.* Unpublished MSc. thesis, Laurentian University, Canada.

FRANCIS P. W., HALLS C. and BAKER M. C. W. (1983) Relationships between mineralization and silicic volcanism in the Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* Vol. 18, 165-190.

GEMUTS I., LÓPEZ G. and JIMÉNEZ F. (1992) Gold deposits of Southern Ecuador. *Newsletter of the Society of Economic Geologists,* No. 11, 13-17.

GOOSSENS P. J. (1972) An exhalative volcanic iron sulphide stratabound deposit near San Fernando, Azuay Province, Ecuador. *Economic Geology,* Vol. 67, 469-480.

GOOSSENS P. J. and HOLLISTER V. G. (1973) Structural control and hydrothermal alteration pattern of Chaucha Porphyry Copper, Ecuador. *Miner. Deposita.* Vol. 8, 321-331.

HARLAND W. B., ARMSTRONG R. L., COX A. V., CRAIG L. E., SMITH A. G. and SMITH D. G. (1989) *A geologic time scale.* (Cambridge University Press; Cambridge).

HAYBA D. O., BETHKE P. M., HEALD P. and FOLEY N. K. (1985) Geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *In* Berger B. R. and Bethke P. M. (editors). *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology,* Vol. 2, 129-168.

HEALD P., FOLEY N. K. and HAYBA D. O. (1987) Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology,* Vol. 82, 1-26.

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society of London,* Vol. 136, 367-378.

HOWELLS M. F., LEVERIDGE B. E. and EVANS C. D. R. (1973) Ordovician ash-flow tuffs in eastern Snowdonia. *Report of the Institute of Geological Sciences,* No. 73/3.

HUGHES R. A. and BERMÚDEZ R. A. (1997) Geology of the area between 1 degree south and the Equator, Western Cordillera, Ecuador. Open File Report WC/97/25. British Geological Survey.

HUNGERBÜHLER D. (in prep) Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3° - 4°20' S): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. Unpublished PhD thesis, Institute of Geology, ETH Zürich, Switzerland.

HUNGERBÜHLER D. and STEINMANN M. (1996) Curso internacional geología de cuencas sedimentarias (Mioceno, Sur del Ecuador), Guía de campo, *Escuela Politécnica Federal de Zürich,* 27 pp.

HUNGERBÜHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGÜEZ A., HELLER F. and FORD M. (1994) An integrated study of fill and deformation in the Andean intermontane basin of Nabón (Late Miocene), Southern Ecuador. *Sedimentary Geology,* Vol. 96, 257-279.

JAILLARD E., CAPPETTA H., ELLENBERGER P., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD N., LEFRANC J. P. and SIGE B. (1993) Sedimentology, palaeontology, biostratigraphy and correlation of the Late Cretaceous Vilquechico Group of southern Perú. *Cretaceous Research,* Vol. 14, 623-661.

JAILLARD E., ORDÓÑEZ M., BERRONES G., BENGTSON P., BONHAMME M., JIMÉNEZ N. and ZAMBRANO L. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during late Cretaceous and early Tertiary times. *Journal South American Earth Sciences,* Vol. 9, 131-140.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources, Photogeological Unit,* No. 23, 34 pp.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 55, 20 pp.

KOKELAAR B. P. and HOWELLS M. F. (1984) *Marginal Basin Geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Special Publication of the Geological Society of London,* No. 16, 322 pp.

LE BAS M. J., LE MAITRE R. W., STRECKEISEN A. and ZANETTIN B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology,* Vol. 27, 745-750.

LEBRAT M., MEGARD F., DUPUY C. and DOSTAL J. (1987) Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America,* Vol. 99, 569-578.

LITHERLAND M. (1987) Second annual report, Cordillera Real Geological Research Project. Ministerio de Energía y Minas, República del Ecuador.

LITHERLAND M., ASPDEN J. A. and JEMIELITA R. A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey,* No. 11.

MISIÓN BELGA (1989a) Informe de evaluación técnica preliminar del área minera Portovelo. Proyecto del sector minero en el Ecuador. INEMIN/AGCD.

MISIÓN BELGA (1989b) Informe de evaluación técnica complementaria del área minera Portovelo. Proyecto del sector minero en el Ecuador. INEMIN/AGCD.

MISIÓN BELGA (1989c) Estudio del yacimiento de cobre porfídico de Chaucha, Ecuador. *Open File Report, INEMIN,* Quito, 334 pp. (unpublished).

MISIÓN BELGA (1996) Informe de síntesis: Geología y Minería (Tomo I, II, III). Programa de Asistencia Técnica a la Cooperative "Bella Rica" (Provincia del Azuay). *Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador,* Quito.

PALADINES A. y ROSERO G. (1996) *Zonificación Mineralogénica del Ecuador.* (Laser Editores; Quito).

PÉREZ H. O. (1990) Sansahuin y Quimsacocha: centros de emisión de la Formación Tarqui. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 1, 69-73.

PETROPRODUCCIÓN (1996) Informe micropaleontológico de 20 muestras de la Misión Británica. No. 003-PPG-96.

PHILLIPS W. J. (1986) Hydraulic fracturing effects in the formation of mineral deposits. *Transactions/Section B of the Institution of Mining and Metallurgy,* Vol. 95, 17-24.

PRATT W. T., WOODHALL D. G. and HOWELLS M. F. (1995) Geology of the country around Cadair Idris. *Memoir of the British Geological Survey,* 115 pp.

PRATT W. T., FIGUEROA J. F. y FLORES B. G. (1996) Nuevos trabajos en la Cordillera Occidental del Ecuador: Azuay y El Oro. *Trabajos Técnicos, Séptimo Congreso de Geología, Minas, Petróleos y Medio Ambiente, Quito,* Tomo I, 237-245.

PRATT W. T., FIGUEROA J. F. y FLORES B. G. (1997) Estratigrafía y mineralización en la formación Saraguro de Azuay y El Oro. *Minería Ecuatoriana.* (Quito).

SAUER W. (1957) *El mapa geológico del Ecuador. Memoria explicativa.* (Universidad Central; Quito).

SAUER W. (1965) *Geología del Ecuador.* (Quito).

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (1969) Mapa geológico de la República del Ecuador. (1:1000000). (Quito).

SPINDLER J. P. and HERRERA J. I. (1959) Reconocimiento geológico de la zona mineralizada de Fierro Urco, Provincia de Loja. Misión Franco-Ecuatoriana, Dirección de Minas e Hidrocarburos, Quito.

STEINMANN M. (in prep) The Cuenca Basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. Unpublished PhD thesis. Institute of Geology, ETH Zürich, Switzerland.

TCHALENKO J. S. (1970) Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bulletin of the Geological Society of America,* Vol. 81, 1625-1640.

TCHALENKO J. S. and AMBRASEYS N. N. (1970) Structural analysis of the Dasht-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Bulletin of the Geological Society of America,* Vol. 81, 41-60.

THALMANN H. E. (1946) Micropalaeontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 30, 345.

TILLING R. I., GOTTFRIED D. and ROWE J. (1973) Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralization. *Economic Geology,* Vol. 68, 168-186.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Pét.,* Vol. 15, 14-45.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. 1938-1950. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 37, 2303-2347.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969a) Survey of metallic and non-metallic minerals. Iron-Sulphide mineralization, San Fernando, Azuay Province. *Technical*

Report, United Nations Development Programme, New York. Publicación de la Dirección General de Geología y Minas, No. 5, Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969b) Survey of metallic and non-metallic minerals. Gold and base metal sulphides, Operation No. 2, Portovelo. *Technical Report, United Nations Development Programme, Quito-New York.* No. 2, Annex No. 2; published in Spanish as: Publicación de la Dirección General de Geología y Minas, No. 8, Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969c) Survey of metallic and non-metallic minerals. Coal Investigations (Operation No. 1, Cuenca-Biblián and Loja). *Technical Report, United Nations Development Programme, Quito-New York.*

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1971) Survey of metallic and non-metallic minerals. Exploration and preliminary evaluation of metallic mineral deposits. Operation No.5, Austro. *Technical Report, United Nations Development Programme, New York, No.5.*

VAN THOURNOUT F., VALENZUELA G., MERLYN M. y SALEMINK J. (1991) Portovelo, mineralización epitermal en relación con una caldera. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 2, 13-26.

WINTER T., IGLESIAS R. y LAVENU A. (1990) Presencia de un sistema de fallas activas en el sur del Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano.* Vol. 1, 53-67.

WOLF T. (1892) *Geografía y geológica del Ecuador.* (Leipzig: Brockhaus).

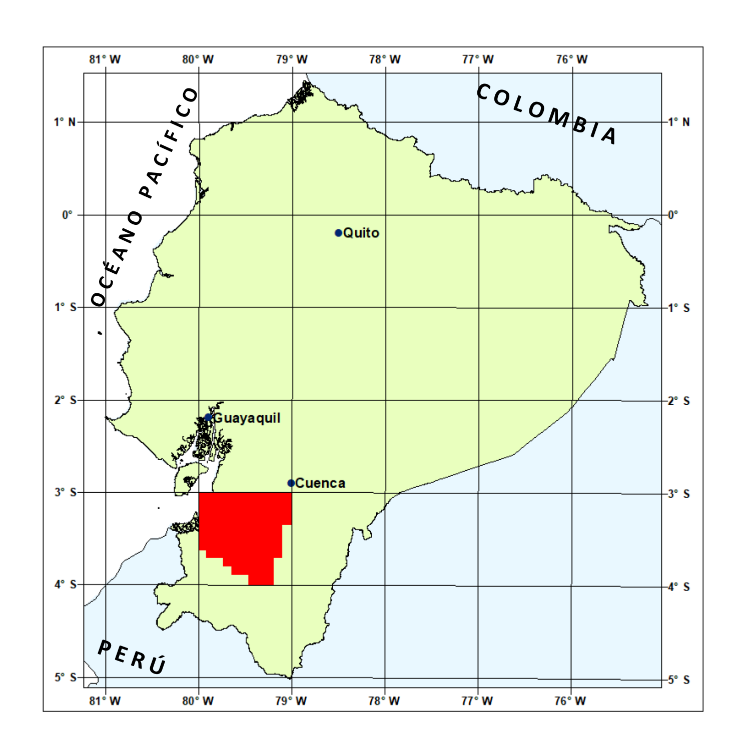
WOODS M. A. (1997) Biostratigraphical interpretation of macrofaunas from Ecuador. *Technical Report WH/97/13R. Biostratigraphy and Sedimentology Group,* British Geological Survey.

WILKINSON I. P. (1997) Foraminifera from a suite of six samples from the Upper Cretaceous-Lower Paleogene of Ecuador. *Biostratigraphy and Sedimentology Group.* British Geological Survey.

ANEXO 1 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 3°00' Y 4°00' S

EDADES RADIOMÉTRICAS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 1)

QUITO, 1997

Tabla 1. Nuevas edades radiométricas

MUESTRA (WP)	UTMX	UTMY	CARTA	TIPO DE ROCA	EDAD (Ma)	MÉTODO
10	6763	96363	Santa Isabel	Formación Toba Jubones	22.76 ± 0.97	K/Ar (biotita)
14	6635	96347	Uzhcurrumi	Granodiorita	19.92 ± 0.18	K/Ar (hornblenda + biotita)
176	6324	96354	Machala	Formación Toba La Fortuna	23.2 ± 0.8	f/t
233	6793	96518	San Fernando	Granodiorita	17.64 ± 0.61	K/Ar (biotita)
275	6619	96509	Ponce Enríquez	Grupo Saraguro	27.7 ± 1.0	f/t
298	6907	96293	Manú	Grupo Saraguro	26.7 ± 1.1	f/t
472	7038	96192	Nabón	Grupo Saraguro	25.0 ± 0.9	f/t
481	7029	96141	Nabón	Formación Toba La Paz	22.5 ± 0.9	f/t
509	6902	96297	Manú	Grupo Saraguro	22.4 ± 1.0	f/t
620	6817	96203	Manú	Formación Sacapalca	24.8 ± 1.8	f/t
623	6792	96144	Manú	Gneis	36.5 ± 3.5*	f/t
653	6941	95954	Selva Alegre	Intrusión de dacita	9.6 ± 0.5	f/t
717	6727	96144	Manú	Grupo Saraguro	20.7 ± 2.4	f/t
765	6502	95916	Zaruma	Grupo Saraguro	21.5 ± 0.8	f/t
1600	6471	96060	Paccha	Granodiorita	16.89 ± 0.16	K/Ar (biotita)

* El rango de edades en un grano de zircón varía entre 130 Ma y 31 Ma

f/t = trazas de fisión de zircón, K/Ar = Potasio/Argón

Tabla 2. Nuevas y existentes edades radiométricas

MUESTRA	UTMX	UTMY	CARTA	TIPO DE ROCA	EDAD (Ma)	MÉTODO
DH-385	646051	9555116	Catacocha	Formación Sacapalca	66.9 ± 5.8	f/t
DH-394	674378	9539250	Gonzanamá	Formación Gonzanamá	14.4 ± 1.8	f/t
DH-439	674378	9539250	Gonzanamá	Formación Gonzanamá	15.7 ± 2.0	f/t
DH-443	675103	9540573	Gonzanamá	Formación Gonzanamá	14.0 ± 3.0	f/t
**DH-486	697035	9625187	Nabón	Toba Jubones	23.0 ± 2.2	f/t
**DH-487	69703	962430	Nabón	Grupo Saraguro	23.4 ± 2.0	f/t
***	6729	96326	Santa Isabel	Riolita	26.8 ± 0.7	K/Ar (roca total)
***	6733	96325	Santa Isabel	Diques de andesita	19.5 ± 0.4	K/Ar (roca total)
**CH-62	68830	962940	Manú	Formación Santa Isabel	18.4 ± 2.0	f/t
**CH-66	680200	9630300	Manú	Formación Toba Jubones	26.0 ± ?	f/t
**MS-237	681310	9630790	Manú	Formación Toba Jubones	20.0 ± ?	f/t
**MS-238	683500	9634000	Santa Isabel	Grupo Ayancay	14.7 ± 0.6	f/t
**MS-239	683296	963398	Santa Isabel	Formación Santa Isabel	18.4 ± 1.6	f/t
***	698200	9643100	Yaritzagua	Formación Santa Isabel	14.2 ± 0.5	K/Ar (roca total)

** Dataciones del grupo de investigación suizo (Hungerbühler y Steinmann, 1996; Hungerbühler, en prep.)

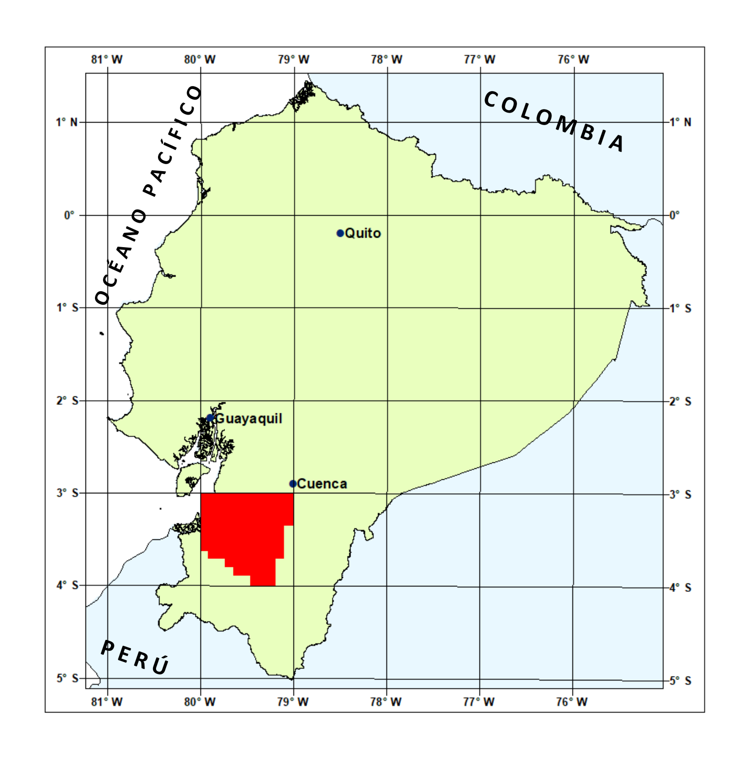
*** de Kennerley (1980)

f/t = trazas de fisión de zircón, K/Ar = Potasio/Argón

ANEXO 2 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 3°00’ Y 4°00’ S

DATOS GEOQUÍMICOS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 1)

QUITO, 1997

Tabla 1. Geoquímica de roca total

Tipo de roca	**Toba**	**Granodiorita**	**Granodiorita**	**Toba riolítica**	**Cuarzodiorita**	**Toba**	**Toba andesítica**	**Toba lítica**	**Hialoclastita**	**Toba dacítica**
Carta	Santa Isabel	Uzhcurrumi	Uzhcurrumi	Machala	San Fernando	Ponce Enríquez	Yaritzagua	Manú	Ponce Enríquez	Manú
UTMX	6763	6635	6541	6324	6793	6619	6982	6907	6448	5902
UTMY	96363	96347	96327	96354	96518	96509	96431	96293	96586	96297
Unid./Gp./Fm.	Jubones			Saraguro		Saraguro	Santa Isabel	Saraguro	Bella Rica	Saraguro
Muestra	**WP-10**	**WP-14**	**WP-21B**	**WP-176**	**WP-233**	**WP-275**	**WP-278**	**WP-298**	**WP-452A**	**WP-509**
SiO_2	77.25	59.23	53.67	77.77	55.16	71.53	61.87	66.49	46.71	68.19
TiO_2	0.22	0.81	0.84	0.10	0.88	0.33	0.53	0.58	0.75	0.32
Al_2O_3	12.21	16.92	16.64	12.77	17.84	14.07	17.12	15.77	11.88	14.13
Fe_2O_3	1.88	7.57	9.51	0.98	8.49	3.15	5.38	4.92	11.33	3.76
MnO	0.03	0.14	0.15	0.02	0.16	0.07	0.12	0.10	0.23	0.25
MgO	0.30	3.47	4.71	0.07	4.59	0.76	2.64	0.81	9.11	0.54
CaO	1.53	6.62	8.14	0.46	8.08	2.06	5.87	2.70	11.43	3.15
Na_2O	2.50	2.54	2.03	2.21	2.31	3.13	2.60	2.28	1.64	1.88
K_2O	3.20	1.67	0.54	4.27	1.09	3.00	0.77	4.66	0.22	3.13
P_2O_5	0.06	0.17	0.12	0.02	0.20	0.06	0.13	0.13	0.07	0.06
LOI	0.73	0.38	3.11	0.83	0.93	1.62	2.97	1.21	6.80	4.48
Total	**99.91**	**99.52**	**99.46**	**99.50**	**99.73**	**99.78**	**100.00**	**99.65**	**100.17**	**99.89**
Ba	782	587	189	1462	377	1192	376	792	45	946
Ce	39	33	15	46	15	19	8	27	11	38
Co	0	23	34	0	31	8	13	11	32	0
Cr	5	28	74	4	66	7	58	10	167	0
Cs	1	1	2	1	2	0	1	0	1	5
Hf	5	0	5	0	5	9	7	0	9	0
La	16	12	6	32	7	24	12	16	5	22
Nb	8	6	5	9	5	10	4	6	5	9
Nd	20	20	8	29	15	16	10	19	5	22
Ni	5	22	25	5	24	6	6	11	57	5
Rb	120	67	19	178	30	119	16	169	4	127
Sc	1	21	36	4	26	10	18	15	43	14
Sm	3	0	0	6	12	0	12	7	2	8
Sr	145	339	184	62	469	184	470	202	79	411
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	8	1	2	14	2	8	1	4	1	5
U	4	2	1	2	0	4	0	2	2	4
V	25	169	248	0	213	39	92	88	295	26
Y	20	27	23	23	16	24	10	19	21	25
Zr	89	134	87	99	110	182	94	180	42	198

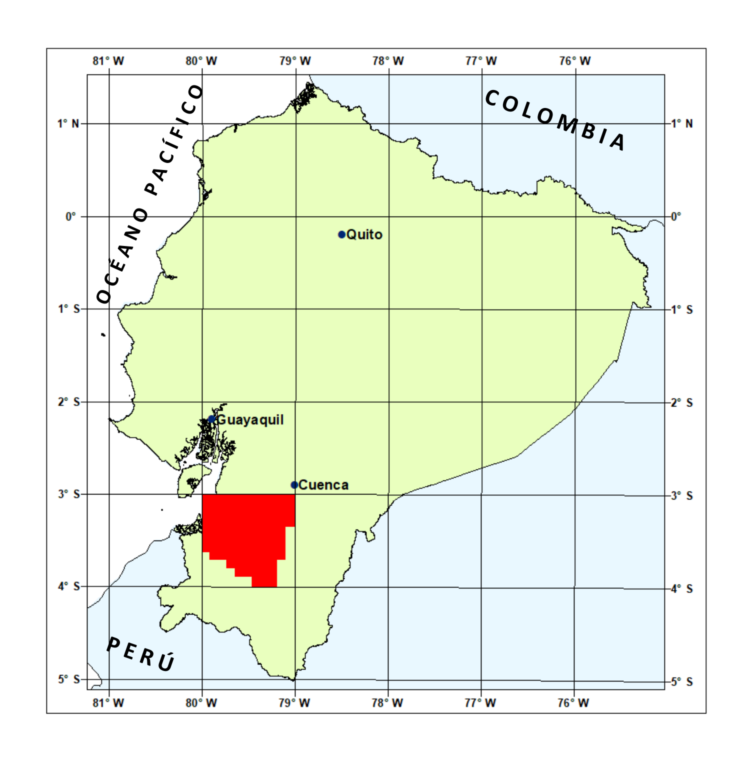
Tabla 2. Geoquímica de roca total (*continuación*)

Tipo de roca	Andesita	Dacita	Dacita	Toba dacítica	Andesita/dacita	Toba andesítica	Tonalita	Gabro/diorita	Gabro/diorita	Basalto	Gabro/dolerita
Sheet	Manú	Selva Alegre	Manú	Zaruma	Selva Alegre	Zaruma	Paccha	Ponce Enríquez	Ponce Enríquez	Ponce Enríquez	Ponce Enríquez
UTMX	6817	6941	6727	6502	6693	6623	6471	6435	6434	6436	6486
UTMY	96203	95954	96144	95916	95948	95895	96060	96611	96612	96613	96676
Unid./Gp./Fm.	Sacapalca		Saraguro	Saraguro	Portovelo	Portovelo				Bella Rica	
Muestra	**WP-620**	**WP-653**	**WP-717**	**WP-765**	**WP-1525**	**WP-1548**	**WP-1600**	**WP-1666**	**WP-1667**	**WP-1668**	**WP-1670**
SiO_2	58.27	69.09	68.15	63.63	57.50	57.16	61.57	50.12	50.41	51.08	51.49
TiO_2	0.93	0.41	0.54	0.48	0.87	0.76	0.63	0.86	0.94	1.13	1.03
Al_2O_3	16.59	17.65	15.54	16.45	18.77	16.68	17.26	13.86	14.29	14.03	14.93
Fe_2O_3	7.85	2.10	4.50	4.58	7.13	7.47	6.80	11.12	12.21	12.60	11.48
MnO	0.13	0.02	0.09	0.10	0.13	0.11	0.11	0.20	0.20	0.19	0.16
MgO	3.62	0.00	1.05	1.89	3.46	4.86	2.88	8.24	7.98	7.37	6.09
CaO	6.35	3.68	3.70	3.68	7.54	6.43	6.29	10.33	9.57	9.19	10.32
Na_2O	2.25	4.13	3.39	3.96	2.21	1.41	2.64	2.62	2.26	1.89	2.33
K_2O	1.37	1.69	2.14	1.97	0.63	1.45	1.01	0.13	0.15	0.12	0.17
P_2O_5	0.18	0.16	0.14	0.11	0.16	0.11	0.13	0.07	0.08	0.09	0.07
LOI	2.27	0.60	0.83	2.75	1.82	3.16	0.55	2.23	2.00	1.71	1.34
Total	**99.81**	**99.53**	**100.07**	**99.60**	**100.22**	**99.60**	**99.87**	**99.78**	**100.09**	**99.40**	**99.41**
Ba	597	903	703	535	320	434	319	52	0	17	18
Ce	25	12	36	29	34	19	26	11	23	28	0
Co	23	0	8	15	12	28	9	47	48	36	46
Cr	39	7	7	18	63	122	20	191	186	119	20
Cs	0	2	1	0	0	1	1	1	1	0	1
Hf	0	4	4	0	8	0	8	7	5	7	0
La	16	16	24	11	14	9	8	0	9	0	4
Nb	6	5	8	5	9	6	4	5	6	5	5
Nd	17	17	23	12	22	15	15	7	8	11	8
Ni	21	0	7	10	11	25	12	109	87	65	53
Rb	48	43	71	55	26	51	40	1	0	3	2
Sc	24	9	13	9	25	25	18	39	51	50	44
Sm	13	8	11	15	7	6	26	0	11	0	0
Sr	300	681	240	274	308	263	328	127	116	85	120
Ta	0	0	0	0	2	3	0	0	0	4	0
Th	1	3	2	4	3	2	2	1	1	1	1
U	3	0	2	0	0	0	0	0	2	0	0
V	170	55	55	82	147	161	148	295	329	376	349
Y	23	4	28	12	28	16	23	18	23	25	23
Zr	144	119	186	98	134	119	122	48	56	69	57

ANEXO 3 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 3°00’ Y 4°00’ S

PETROGRAFÍA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 1)

QUITO, 1997

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Minerales	Alteración	Unidad
WP-8B	Ponce Enríquez	6587	96515	Toba cristalina dacítica	Cristales angulares comunes de qtz.	Epidotización intensa	Saraguro
WP-10	Santa Isabel	6763	96363	Toba rica en cristales	Cristales comunes de feld/qtz/bt	Desvitrificación	Jubones
WP-14	Uzhcurrumi	6635	96347	Roca fresca. Diorita cuarzosa	Bt/horn/plag y qtz		Intrusivo
WP-21B	Uzhcurrumi	6541	96327	Granodiorita	Principalmente amph, algo de bt. Bt sustituye a amph.	Débil alteración de la mica del feld.	Intrusivo
WP-22	Uzhcurrumi	6570	96330	Roca difícil. ¿Toba o riolita?		Intensa hidrotermal. Seric, epid, sílice, clorita.	Saraguro
WP-26	Uzhcurrumi	6492	96329	Basalto. Fracturado	Plg y cpx-fírico	Epidota, calcita, mica blanca. No fuerte. Tipo regional.	Bella Rica
WP-36	Uzhcurrumi	6588	96329	Toba ácida	Común qtz. y plag.	Hidrotermal intenso. Mica blanca/arcilla. Matriz recristalizada.	Saraguro
WP-51B	Uzhcurrumi	6657	96349	Toba cristalina dacítica	Rico en cristales. Poca matriz	Todos los cristales máficos a chl + mica blanca. Plag rica en inclusiones epid.	Saraguro
WP-52	Santa Isabel	6719	96323	Riolita	Euhedral y qtz. con golfos.	Plag fenos alterados en arcilla. Matriz recristalizada.	Intrusivo
WP-53D	Uzhcurrumi	6643	96834	Toba rica en cristales. Andesítica a dacítica		Fuerte hidrotermal. Plag a seric, epid. Máficos a epid, chl. Silicif.	Saraguro
WP-82	Uzhcurrumi	6632	96318	Clasto. Lava andesítica		Plag recristalizada. también contiene calcita. Máficos a chl/epid.	Santa Isabel
WP-87	Santa Isabel	6669	96316	Andesita	Plag + cpx-fírico	Bastante fresco. Máficos a estilpnomelana.	Santa Isabel
WP-89	Manú	6677	96293	Andesita		Bastante fresco. Similar a WP87.	Santa Isabel
WP-111	Manú	6748	96310	Andesita		Bastante fresco. ¿Hornblenda a magnetita, chl, stilp?	Intrusivo
WP-113	Manú	6798	96306	Toba rica en cristales	Qtz, plag, bt.	Fresco. Esfera radiante desvitrificada. Algo de bt a chl.	Jubones
WP-118	Uzhcurrumi	6466	96344	Granodiorita fina	Plag-fírico. Plags no zonadas	Leve. Plag con inclusiones + calc. Máficos a mt, calc, stilp, chl.	Intrusivo
WP-140	Santa Isabel	6748	96319	Dacita/riolita. Foliada por flujo	Plag-fírico. Plag no zonadas	Fresco	Intrusivo
WP-143	Manú	6677	96269	Andesita	Plag + amph-fírico. Cizallada. Vetas de calcita	Fuerte. Plag-cal + mica. Amph-mt/opác + mica. Matriz a calc + qtz.	Santa Isabel
WP-152	Ponce Enríquez	6541	96630	Microdolerita	Plag equigranular + cpx. ¿Vidrio intersticial? a clorita	Mod fresco. Epid + vetas de calc. Calcita en matriz. Serp en juntas.	Bella Rica
WP-153	Ponce Enríquez	6497	96651	Diorita/gabro	Amph + plag	Leve. Plag rica en inclusiones. Chl + epid + calc. Amph rico en mineral opác exsuelto.	Intrusivo
WP-158A	Uzhcurrumi	6425	96338	Dolerita	Primaria horn + plag	Leve. Vidrio intersticial a chl. Escasa epid. Vugs de calc + chl + qtz.	Bella Rica
WP-162	Uzhcurrumi	6538	96488	Toba cristalina andesítica		Fresco	Fortuna
WP-169	Santa Isabel	6747	96426	Andesita. Foliada por flujo. Desvitrificada	Plag + amph-fírico	Mod. Plag a calc + qtz + chl. Amph. a opacos + chl. Vetas finas de calc.	Saraguro
WP-172	Santa Isabel	6727	96410	Brecha piroclástica riolítica	Fragmentos de vidrio visibles	Fuerte silicificación. Puede ser desvitrificación.	Saraguro
WP-172A	Santa Isabel	6727	96410	Riolita	Fenocristales de Qtz	Completamente desvitrificado con forma de esfera.	Saraguro
WP-176	Machala	6324	96354	Toba riolítica rica en matriz	Cuarzo ab. con golfos. Pequeñas bts.	Fresco.	Fortuna
WP-178	Uzhcurrumi	6397	96330	Arenisca calcárea micácea (sst) con foraminíferos	Mica, Qtz, fósiles	Débil.	Bella Rica
WP-189	Santa Isabel	6797	96355	Toba riolítica cristalina (prob. soldada)	Bt, qtz, plag	Fuerte. Plag a arcilla/mica. Bt a chl, opác. Vetas de Qtz. Desvitrificación radiante.	Jubones
WP-191	Santa Isabel	6816	96375	Riolita. Foliada por flujo. Microlitos	Fenocrist. + escaso qtz	Hidrot. Fuerte. Alteración arcilla/mica blanca especialmente de fenos de plag.	Intrusivo
WP-196	Manú	6758	96287	Toba andesítica rica en cristales	cpx	Hidrot, mod cpx a amph, chl, epid, mt, calc. Felds ricos en epid, calc.	Saraguro
WP-198	Santa Isabel	6705	96334	Toba cristalina	Plag + qtz + bt	Desvitrificado. ¿Hidrot? Plag a calc. Algo de plag a arcilla. Bt a chl, calc, mt.	Jubones
WP-202	Santa Isabel	6883	96406	Riolita. Foliada por flujo.	Fenos plag + qtz escaso/bt	Desvitrificación de estrella roseta	Saraguro
WP-204	Santa Isabel	6788	96366	Vidrio riolítico de fractura perlítica. Afírico		Esferoidal radiante, desvitrificación de clorita	Intrusivo?
WP-208	Santa Isabel	6767	96378	Vidrio de riolita. Foliado por flujo. Afírico		Versión fresca de 204, ligera desvitrificación	Intrusivo?
WP-209	Santa Isabel	6746	96416	Foliado por flujo y lava	Fenos plag + amph? + bt dispersa	Mod. Plag a calc + arcilla/mica blanca. Matriz más fresca. Máficos a calc. epid.	Saraguro

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Minerales	Alteración	Unidad
WP-211	Santa Isabel	6750	96433	Lava andesita/dacita	Fenocristales plag, cpx, horn	Fresco	Saraguro
WP-217	Santa Isabel	6726	96441	Lava andesítica, intrusiva		Desvitrificación + sustitución por clorita	Saraguro
WP-221	Santa Isabel	6867	96407	Lava andesítica o intrusivo	Fenocristales Bt, plag, amph	Débil. Bt enriquecida en Fe	Saraguro
WP-226	Santa Isabel	6833	96395	Pegmatita	Plag + amph-fíricos	Fresco	Intrusivo
WP-231	San Fernando	6805	96533	Granodiorita, matriz granofírica	Feld + amph-fíricos	Moderado. Plag todavía fresca. Amph a chl + epid. Mucho opác (¿pirita?)	Saraguro
WP-233	San Fernando	6793	96520	¿Intrusivo?	Qtz, turmalina, musc. Grueso	Fresco. Turmalina localmente a musc.	Intrusivo
WP-233A	San Fernando	6793	96520	Lava andesítica. Foliación por flujo	Cpx + amph	Leve. Amph a clorita, pequeña cantidad de epidota	Intrusivo
WP-234	Santa Isabel	6806	96497	Lava andesítica/intrusivo		Fuertemente silicificado. Pirita + clorita + epidota	Intrusivo?
WP-235	Santa Isabel	6687	96447	Toba o sst.	Plag + fenocristales máficos	Débil. Máficos a amph. Matriz rica en clorita y mena opaca	Intrusivo?
WP-237	Santa Isabel	6689	96427	Toba lítica con lava	Plag y cpx-fírico	Fuerte. Clorita, epid, mineral opaco muy extendido en la matriz. Máficos a amph + epid	Santa Isabel
WP-244	Uzhcurrumi	6636	96476	Lava andesita/dacita	Qtz + feldespato + fragmentos de roca (metamórficos)	Fuerte. Hidrotermal. Alteración de arcilla de felds + turmalina	Saraguro
WP-248	Ponce Enríquez	6591	96509	Lava andesítica, intrusiva	Clastos metamórficos (qtz + musc)	Fuerte. Propilítica. Rica en epidota + clorita	Saraguro
WP-251	Ponce Enríquez	6598	96518		Qtz, musc, turmalina	Fresca. La roca tiene varias generaciones de crecimiento de turmalina + moscovita	Hidrotermal
WP-252	Ponce Enríquez	6588	96514	Conglomerado	Clastos de psamita + feld plumoso/amph bas	Leve.	Trancas
WP-273	Ponce Enríquez	6442	96600	Lava basáltica		Vetas de epid, qtz, chl, opác mena + calcita. Matriz a anfíbol + esfena	Bella Rica
WP-274	Ponce Enríquez	6590	96563	Toba cristalina andesítica	Líticos comunes de andesita	Desvitrificación radiante de clorita. Máficos a clorita	Saraguro
WP-275	Ponce Enríquez	6628	96514	Toba dacítica eutaxítica. Matriz enriquecida en Fe		Leve.	Saraguro
WP-275A	Ponce Enríquez	6628	96514	Toba dacítica eutaxítica	Plag + qtz + cristales máficos	Desvitrificación radiante de clorita. Máficos a clorita	Saraguro
WP-278	Yaritzagua	6982	96431	Toba andesítica cristalina	Plag + amph + bt	Leve. Máficos a stilp, chl. Los cristales de plag tienen inclusión. Bts enriquecidas en Fe	Santa Isabel
WP-280	San Fernando	6938	96519	Toba ácida		Fuertemente silicificado y recristalizado. Plag a qtz. Sobreviven cristales rotos de qtz	Saraguro
WP-282	Girón	6991	96554	Andesita	Amph + plag-fírico	Intenso. Sustitución perfecta de la arcilla	Turi
WP-289	Yaritzagua	6999	96421	Toba ácida o riolita	Qtz disperso, bt + cristales de feldes alterados	Desvitrificado	Saraguro
WP-295	Yaritzagua	6983	96375	Toba ácida eutaxítica	Vitroclastos	Leve. Fenocristales de plag ricos en inclusiones	Saraguro
WP-296	Yaritzagua	6969	96369	Toba andesítica o dacítica eutaxítica	Fenocristales de plag + amph dispersos	Muy fresco. Matriz desvitrificada	Saraguro
WP-298	Manú	6907	96293	Toba eutaxítica	Cristales de plag. Pómez dispersa	Fresca. Algo de desvitrificación	Saraguro
WP-298A	Manú	6907	96293	Toba ácida eutaxítica	Plag + escasos cristales de amph.	Leve. Plag fresca	Saraguro
WP-304	San Fernando	6862	96553	Andesita	Plag + amph-fírico. Matriz visiblemente ígnea como 308	Fresco	Intrusivo
WP-306	San Fernando	6865	96557	Toba lítica cristalina	Pómez	Enriquecido en Fe. Plag a arcilla	Turupamba
WP-307	San Fernando	6886	96558	Limolita tobácea ¿Madrigueras?		Pirita diseminada. Felds a mica blanca o arcilla	Turupamba
WP-308	San Fernando	6884	96560	Andesita como 304	Plag + amph-fírico	Moderado. Plag a arcillas. Amph. a clorita	Intrusivo
WP-311	Manú	6825	96217	Andesita	Plag + amph-fírico	Propilítica moderada. Máficos a epid, chl. Plag a epid, chl. Similar a las rocas de Zaruma	Sacapalca
WP-314	Girón	6181	96599	Toba dacítica eutaxítica de grano grueso	Cristales de plag + qtz + bt	Leve Felds a arcilla	Sacapalca
WP-322	Yaritzagua	7147	96387	Basalto o intrusivo. Foliado por flujo		¿Olivino fresco? a stilp + clorita	Saraguro
WP-323	Yaritzagua	7198	96473	Andesita similar a 375	Plag + amph + bt-fírico	Débil	Intrusivo
WP-326	Santa Isabel	6909	96476	Andesita	Fenocristales de plag + cpx. El cpx tiene bordes de cpx más finos	Fresco	Intrusivo
WP-328	Santa Isabel	6909	96462	Toba pumícea dacítica	Grandes fragmentos de andesita	Leve	Saraguro
WP-332	Santa Isabel	6884	96467	Basalto/andesita	Plag + cpx fírico	Leve. Máficos a chl + calcita. Matriz desvitrificada	Saraguro
WP-338	Girón	7208	96537	Lava/intrusivo. ¿Dacita?	Grano muy fino de plag, bt, qtz-fírico	Desvitrificación. Plags ricas en inclusiones	Saraguro

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Minerales	Alteración	Unidad
WP-346	Girón	7220	96578	Arenisca	Clastos metamórficos + ígneos	Fresco	Yunguilla
WP-352A	Girón	7028	96643	Andesita. Foliación por flujo	Plag + cpx fírico	Fresco	Quimsacocha
WP-375	Girón	6978	96657	Quimsacocha. Lava/intrusivo. Foliado por flujo como 323	Plag, amph, bt-fírico	Fresco	Intrusivo?
WP-377	Girón	6985	96633	¿Riolita de Quimsacocha?		Fuerte. Silicificado, óxidos de Fe	Intrusivo
WP-383	Girón	7203	96575	Lava dacita.	Plag fírico. Matriz vítrea foliada por flujo	Fresco. Inclusiones en plag	Tarqui
WP-394	Santa Isabel	6892	96415	Riolita. Foliada por flujo	Plag + qtz (con golfos) + grandes fenos bt	Leve	Intrusivo
WP-405	San Fernando	6797	96589	Toba rica en cristales como 113	Cristales de qtz, plag, bt	Leve. Desvitrificado. Plag a calcita	Jubones
WP-425	San Fernando	6792	96619	Toba ácida	Pómez fiamme en exposición	Desvitrificado. Plag + matriz a calcita. Máficos a calcita + clorita	Turupamba
WP-429	San Fernando	6722	96618	Granodiorita/tonalita	Plag, amph. Grandes megacristales zonados de plag	Leve. Plag a epidota (menor). Máficos a chl + calcita	Intrusivo
WP-430	San Fernando	6719	96623	¿Riolita?		Mod. Vetas de epidota. Óxidos de Fe en vetas. Arcilla/mica blanca, clorita es común.	Intrusivo
WP-439	San Fernando	6698	96658	Gneis	Bt + qtz + chl + amph	Leve. Plag a arcilla + mica blanca. ¿Amph a mica + esfena?	Metamórfico
WP-442	San Fernando	6685	96646	Basalto variolítico	Cpx + plag. Barras de magnetita. Probables manchas de vidrio	Menor. Vetas de chl	Saraguro
WP-446	Ponce Enríquez	6631	96663	Tonalita	Plag (fuerte zonación), qtz, bt	Fresco	Intrusivo
WP-448	Ponce Enríquez	6445	96598	Basalto variolítico, afírico	Plag + máficos	Fuerte. Máfico a act. Vetas de act, epid, opác, plag, qtz. Epid sólo en vetas	Bella Rica
WP-452A	Ponce Enríquez	6448	96586	Hialoclastita vítrea		Fuerte. Calcita + actinol + chl + esfena	Bella Rica
WP-453	Chilla	6613	96158	Microdiorita porfídica	Matriz muy fina. Fenocristales de amph (¿después de cpx?)	Fuerte. Plag-epid. Amph-chl. La plag es rica en inclusiones. Pequeña cantidad de qtz	Intrusivo
WP-454	Chilla	6632	96158	Andesita/microdiorita porfídica	Plag, fenocristales amph. Chl rellena los vugs	Fuerte. Máfico a chl, calc. Plag a mica. ¿Hidrot? No epid. Matriz muy alterada	Intrusivo?
WP-456	Manú	6682	96158	Como 457. Toba cristalina eutaxítica	Plag + bt + cpx + amph	Fresco. Bt-stilp. Desvitrificado y recristalizado	Saraguro
WP-457	Manú	6686	96152	Como 456. Toba cristalina eutaxítica	Plag + bt + qtz escaso + cpx	Fresco. Matriz enriquecida en Fe. Bt-stilp	Saraguro
WP-458	Manú	6689	96152	Riolita foliada por flujo. Matriz enriquecida en Fe	Cristales de Plag + qtz	Bastante fresco. Recristalización/desvitrificación esferoidal	Intrusivo
WP-483	Saraguro	7022	96123	Microdiorita	Plag + amph-fírico	Sección de baja calidad para analizar	Intrusivo
WP-486	Saraguro	6989	96111	Intrusivo. Sección muy mala	Feld-fírico	Textura granoblástica visible. Probablemente silicificado	Intrusivo
WP-488	Saraguro	6999	96109	Toba ácida	Cristales de qtz	Fuerte. Silicificado. Recristalizada. Felds lixiviados. Microfracturas abiertas	Saraguro
WP-494	Saraguro	7025	96061	Riolita. Magnífica foliación por flujo. Afírica		Fresco. Desvitrificación con rosetas de chl.	Tarqui?
WP-502	Saraguro	6979	96041	Lava andesítica	Fenocristales grandes y dispersos de plag	Bastante fresco. Cpx a amph	Saraguro
WP-506	Saraguro	7009	96018	Andesita. Magnífica foliación por flujo	Plag + cpx. Escasos cristales de qtz	Muy fresco	Saraguro
WP-509	Yaritzagua	6994	96375	Toba vitroclástica. No soldada. Burbujas.	Pómez común	Fresco. Vidrio a clorita	Saraguro
WP-509A	Manú	6902	96297	Toba de pómez vitroclástica	Fragmentos de vidrio gruesos. Líticos dispersos	Fresco. Vidrio a clorita	Saraguro
WP-510	Saraguro	6987	96003	Andesita basáltica. Foliada por flujo. Muy similar a 511	Plag, cpx-fírico	Vítreo, fresco	Saraguro
WP-511	Saraguro	6975	96006	Similar a 510. Andesita basáltica. Foliada por flujo	Plag, cpx disperso	Fresco, vítreo	Saraguro
WP-513	Saraguro	6946	96075	Riolita o ignimbrita		Fuerte. Silicificado, recristalizado (granoblástico) mucho crecimiento de mica blanca (?)	Saraguro
WP-533	Selva Alegre	6915	96120	Microdiorita	Plag grande. La matriz es plag, bt, calcita, mt, chl	Débil. Máficos a chl. Vetas de stilp	Intrusivo
WP-556	Selva Alegre	6904	96061	Ignimbrita	Tenues vitroclastos. Cristales de qtz comunes	Fuerte. Silicificación. Mucha mena opaca	Saraguro
WP-573	Selva Alegre	6898	96120	Andesita. Foliada por flujo	Fenos comunes de plag grande	Mod. Desvitrificación granoblástica. Plag fenos tienen arcillas. Amph a stilp (?)	Intrusivo
WP-583	Selva Alegre	6842	96141	Toba cristalina andesítica	Ab: anfíbol. Circones comunes	Fuerte. Plag a minerales arcillosos. Matriz a clorita	Saraguro
WP-595	Selva Alegre	6822	96085	Arenisca	Clastos de lava, cristales de plag, escasos qtz. Escasez de máficos	Leve. Clorita en matriz	Yunguilla
WP-597	Selva Alegre	6819	96078	Andesita basáltica/andesita. Foliación de flujo	Plag + escasos fenocristales de cpx	Abundante biotita/estilpnomelana diseminada en matriz y todos los fenos	Yunguilla
WP-605	Selva Alegre	6806	96106	Toba cristalina andesítica o lava	Fenocristales de plag + máficos	Fuerte. Propilítica. Máficos a chl, opác, calc. Plag a chl, arcillas. Matriz a chl	Saraguro

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Minerales	Alteración	Unidad
WP-606	Selva Alegre	6807	96112	Arenisca de grano grueso	Ab qtz deformado, Ab moscovita	Moderado. Plags a minerales arcillosos	Yunguilla
WP-609	Selva Alegre	6791	96095	Lava andesítica. Foliada por flujo	Plag-fírico	Sericita y calcita abundante	Saraguro
WP-612	Selva Alegre	6788	96102	Microdiorita	Plag + amph + cpx	Leve. Plag a arcilla/sericita, mucha calcita	Intrusivo
WP-619	Manú	6814	96227	Ignimbrita	Rico en cristales de plag + qtz + bt	Deformación cataclástica. Matriz a clorita a lo largo de biotitas	Jubones
WP-620A	Manú	6817	96203	Andesita Buena textura ígnea	Plag + cpx fírico	Plag a epid + chl + calcita. Cpx a amph + clorita + calcita + epid. Matriz chl	Sacapalca
WP-623	Manú	6792	96145	Gneis	Plag, qtz, bt, musc, granate	Leve. Plag a calcita	Metamórfico
WP-626	Girón	7087	96525	Riolita. Foliada por flujo		Fresco	Intrusivo
WP-627	Manú	6825	96243	Toba cristalina	Plag + qtz, algunos fragmentos de vidrio grandes	Desvitrificado con rosetas de chl. Cataclasis (leve) con fracturas rellenas de arcilla.	Jubones
WP-636	Santiago	6844	95918	Fierro Urco. ¿Riolita/toba foliada?	Qtz fírico. Cristales rotos de qtz	Silicificación intensa. Feldespatos alterados a arcilla y lixiviados	Intrusivo?
WP-638	Santiago	6853	95919	Andesita	Plag + amph-fírico dispersos	Moderado. Amph localmente a chl + epidota + pirita	Intrusivo
WP-640	Santiago	6866	95927	Toba lítica andesítica. Similar a 741	Enteramente clastos de lava	Fuerte. Mucha sericita, estilpnomelana, silicificación y mineral opaco	Sacapalca
WP-642	Santiago	6873	95929	Roca alterada		Intensa. Silicificación, sericita, tourm en fracturas planares. Pirita diseminada (muy fina)	Sacapalca
WP-648	Santiago	6896	95944	Diorita	Plag + amph	Leve. Amph a clorita. Esfena	Intrusivo
WP-653	Selva Alegre	6941	95954	Dacita	Plag fírico. Plags fuertemente zonadas	Leve.	Intrusivo
WP-657	Santiago	6892	95917	Lava andesítica glomeroporfírica	Fenos. de plag + máficos	Mod. Máficos a stilp, opác. Plags + matriz rica en mica/arcilla blanca, stilp.	Intrusivo?
WP-660	Santiago	6861	95892	Granodiorita fina. Equigranular. Grano variable.	Amph, plag, qtz, opác	Leve. Amph. a chl. Moderadamente corneanizada	Intrusivo
WP-663	Santiago	6849	95888	Andesita	Plag + amph-fírico	Fuerte. Propil. Plag a sericita, epid, chl. Máficos a chl. Vugs calc, epid, qtz, chl	Sacapalca
WP-665	Santiago	6844	95889	Andesita. Excelente foliación de flujo	Plag + amph-fírico	Leve. Algunos máficos a chl + mt	Sacapalca
WP-668	Selva Alegre	6869	96045	Andesita. Foliada por flujo	Plag-fírico. Amphs	Moderado. Plag tiene inclusiones de stilp. Amphs a stilp + mena opaca	Intrusivo
WP-669	Selva Alegre	6846	96037	Andesita	Plag + amph-fírico	Leve. Algunas inclusiones de epid + chl + stilp en plags. Amphs a calcita + mt	Saraguro
WP-679	Manú	6770	96242	Riolita. Foliada por flujo	Fenocristales alargados bt + plag + qtz	Leve	Intrusivo
WP-689	Selva Alegre	6706	96036	Sección de baja calidad. Lava andesítica	Plag + amph-fírico	Leve. Amph a chl. Plag a mica blanca	Saraguro
WP-692	Selva Alegre	6698	96026	Andesita	Plag + amph-fírico	Fuerte. Plag a calc + epid + chl. Máficos a chl + calc	Portovelo
WP-710	Manú	6825	96154	Sección de baja calidad. Andesita. Foliada por flujo	Plag + amph-fírico	Moderado. Amphs a chl. Plag a chl + calc. Matriz a chl	Saraguro
WP-716	Manú	6828	96180	Toba dacítica vitroclástica	Cristales de plag	Leve. Desvitrificación. Qtz + chl alt. de matriz. Plag a arcilla (débil)	Saraguro
WP-717	Manú	6727	96144	Andesita. Foliada por flujo	Plag fírico. Escaso cpx. Vítreo	Leve. Desvitrificado. Máficos a stilp + chl. Vetas de zeolita + calcita	Saraguro
WP-720	Selva Alegre	6683	96129	Toba dacítica	Rico en cristales de plag + amph + qtz	Desvitrificado (rosetas de chl). Plag, amph a chl verde donde está cortado por fracturas	Saraguro
WP-725	Paccha	6644	96103	Riolita	Fenocristales de qtz + plag + bt	Moderado. Desvitrificación de copos de nieve. Silicificación de plag	Saraguro
WP-733	Santiago	6936	95832	Lava andesítica. Foliada por flujo		Moderado. Plag a calc, epid. Máficos a epi, chl, calc. Matriz a calc, chl	Sacapalca
WP-736	Santiago	6938	95810	Riolita. Afírica	Plag + qtz + bt	Moderado. Calcita + arcilla/mica blanca	Intrusivo
WP-738	Santiago	6837	95917	Riolita de Fierro Urcu. Brechada	Fenocristales de qtz	Intensa. Silicificado. Euhedral qtz, stilp, epid en fracturas. Mucha limonita	Intrusivo
WP-739	Santiago	6823	95915	Riolita/ignimbrita. Fierro Urcu	Qtz-fírico	Intensa. Silicificado. Plag a mica/arcilla blanca y mena opaca	Intrusivo?
WP-740	Santiago	6844	95902	Ignimbrita/riolita silicificada. Fierro Urcu	Fenocristales de Qtz	Intenso. Sílice y sericita. Granoblástica	Intrusivo?
WP-741	Santiago	6837	95898	Toba lítica andesítica	Similar a 640	Moderado. Abundante pirita dis. Chl, epid. Silicificación débil	Sacapalca

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Minerales	Alteración	Unidad
WP-745	Catamayo	6839	95747	Lava andesítica/toba lítica	Vesículas de act + chl + epid	Moderado. Propil. Matriz rica en act. Plag alt. a act + calc + epid	Sacapalca
WP-747	Zaruma	6528	95929	¿Riolita?		Intensa. Silicificado a un micromosaico de cuarzo	Intrusivo
WP-751	Zaruma	6498	95904	Sección de mala calidad. Toba ácida		No determinable	Saraguro
WP-752	Zaruma	6493	95911	Roca difícil		Parece silicificado. Grano muy fino. Vetas calcáreas. Cizallado. Manchas de limonita	Saraguro
WP-756	Paccha	6397	95968	Calco-esquisto	Fino qtz + calc + musc + epid	Leve	Metamórfico
WP-758	Selva Alegre	6677	96004	Lava andesita. Foliada por flujo	Fenocristales frescos de cpx + plag	Leve. Desvitrificado en copo de nieve. Máficos a chl, calc. Plag a chl, calc	Portovelo
WP-763	Paccha	6635	95985	Lava andesítica	Fenocristales máficos + plag. Fuerte zonación plag	Mod. Propil. Máficos a chl, epid. Plag a epid, chl	Portovelo
WP-765	Zaruma	6502	95916	Toba cristalina dacítica	Plag, amph, qtz con golfos. Pocos líticos de riolita	Leve. Vetas de calcita. Algunos máficos a chl. Plag a calc	Saraguro
WP-774	Chaucha	6861	96709	Riolita. Foliada por flujo	Fenocristales escasos de plag	Desvitrificado. Plag a qtz y moderado. Sericita/arcilla	Saraguro
WP-779	San Fernando	6833	96614	Riolita. Foliada por flujo	Fenocristales feld (escasos)	Leve. Matriz fresca. Feld a calc + chl escasa	Saraguro
WP-782	Manú	6699	96306	Riolita. Fuerte foliación por flujo	Fenocristales plag + amph, circones	Fuerte desvitrificación (rosetas radiales de chl) silicificación de la matriz, plag, amph	Intrusivo
WP-789	Manú	6713	96272	Andesita	Plag-fírico. Amph dispersos, bt pequeña común	Leve. Plag fresca. Máficos a calc, chl, mt, stilp. Matriz localmente rica en stilp	Saraguro
WP-794	Santiago	6814	95872	Lava o intrusivo fino	Plag-fírico	Fuerte corneanización. Mucha py dis., mica blanca, bt, qtz. Textura ígn destruida	Portovelo
WP-798	Santiago	6807	95838	Toba lítica andesítica (?)		Fuerte. Ab calc. Máficos + plag a calc + chl. Ab py dis. Costuras de solución de presión.	Portovelo
WP-824	Catamayo	6842	95602	Similar a la 841. Andesita. Foliada por flujo	Feld + cpx fírico. Ab opác	Leve. Textura ígn conservada. Cpx a chl, calc. Plag a chl. No epid	Sacapalca
WP-841	Catamayo	6864	95613	Andesita. Similar a 824. Foliada por flujo	Plag, máfico-fírico. Opác mena	Leve. Máficos a chl + calc. Matriz a calc. fina + chl. No epid	Sacapalca
WP-850	Catamayo	6859	95613	Lava andesítica. Foliada por flujo	Fenocristales de plag + escasos amph.	Leve. Máficos a chl + calc. Matriz a cal + chl. No epid	Sacapalca
WP-851	Catamayo	6868	95638	Lava andesítica. Foliada por flujo	Plag fírico. Ab opác mena	Leve. Chl + calc + stilp	Sacapalca
WP-859	Catamayo	6889	95693	Lava andesítica	Plag + cpx fírico	Leve. Cpx a chl + calc. Matriz a chl + calc. No epid	Sacapalca
WP-866	Catamayo	6853	95724	Lava andesítica o intrusivo fino	Fenocristales amph y plag	Leve. Máficos frescos. Plag tiene pequeñas inclusiones de epid + chl. Matriz a chl	Sacapalca
WP-869	Santiago	6913	95812	Lava andesítica	Plag + máfico-fírico. Holocristalino	Moderado. Máficos a chl. Matriz rica en chl+ calc. Plag a calc	Sacapalca
WP-881	Catamayo	6849	95703	Andesita. Foliada por flujo	Matriz vítrea. Fenocristales de máficos, plag	Leve. Máficos a chl + calc + mag + esfena. Matriz a calc + chl	Sacapalca
WP-883	Catamayo	6789	95624	Riolita	Plag + bt-fírico	Leve. Matriz incluye calc. Bt a stilp	Intrusivo
WP-887	Catamayo	6751	95704	Toba ácida. Textura vitroclástica en muestra de mano	Plag rotas + qtz	Mineral arcilloso, moderado	Sacapalca
WP-893	Catamayo	6744	95737	Andesita basáltica	Plag + cpx fírico. Vítreo con microlitos	Leve. Cpx a chl. Zonas estrechas de qtz silicificado granoblástico. Qtz deformado	Sacapalca
WP-900	Catamayo	6776	95680	¿Granito?	Fenocristales feld + qtz	Fuerte. Matriz corneanizada con qtz + feld + zoisita	Intrusivo
WP-905	Catamayo	6821	95745	Lava andesítica/Intrusivo fino. Grano variable	Plag. Act en matriz	Leve. Epid, qtz, vetas de py. ¿Actinolita como producto de alteración? No epid en matriz	Intrusivo
WP-924	La Avanzada	6308	96038	Esquisto	Qtz + cordierita + musc	Cordierita a sericita	Metamórfico
WP-944	Paccha	6409	96031	Andesita. Foliada por flujo	Plag + fenocristales máficos	Moderado. Máficos a chl + calc + esfena. Plag a calc	Portovelo
WP-945	Paccha	6413	96033	Lava andesítica/intrusivo fino	Plag + fenocristales máficos	Moderado. Máficos a chl + epid. Plag a epid gruesa + calc	Portovelo
WP-956	Paccha	6488	96025	Sección de mala calidad. ¿Intrusivo?	Principalmente qtz + chl + vetas epid	Moderado. Chl	Intrusivo
WP-957	Paccha	6481	96032	Microdiorita	Plag-fírico	Moderado. Chl + act + epidota. Pervasivo	Intrusivo
WP-975	Chilla	6423	96143	Andesita. Foliada por flujo	Fenocristales máficos + plag	Moderado. Plag a epid. Máficos a act, epid, opác. ¿Vetas calc, antofilita?	Saraguro
WP-1047	Santa Isabel	6686	96317	Obsidiana. Riolita	Escasos fenocristales amph + feld	Ninguna. Fracturación perlítica	Intrusivo
WP-1125	Paccha	6584	96069	¿Riolita? o toba	Plag + máficos-fírico + escasos qtz	Moderado. Silicificación. Plag a chl epid, arcilla (?). Máficos a py + chl + epid	Portovelo
WP-1129	Paccha	6582	96054	¿Toba/riolita ácida?	Escasos cristales de qtz	Intensa. Silicificación + sericita + turmalina + epid	Portovelo

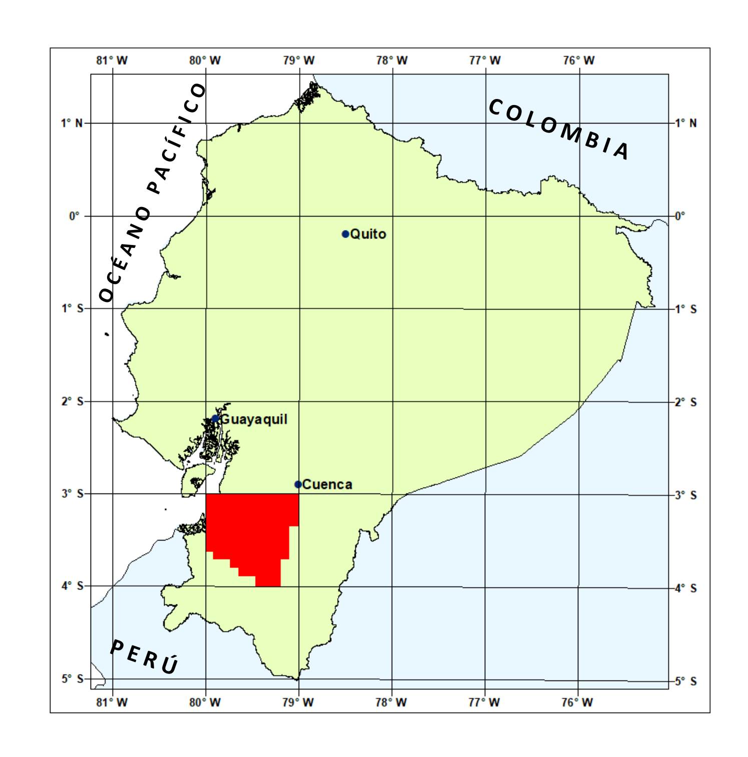
Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Minerales	Alteración	Unidad
WP-1205	Ponce Enríquez	6634	96501	Toba soldada. Tres Chorreras		Moderado. Calc, chl. Plag a calc. Maf a chl, py. Coágulos de qtz, chl, py, tourm, act.	Saraguro
WP-1210	Ponce Enríquez	6621	96503	Toba soldada	Ab. cristales de feld + qtz	Leve. Arcilla/sericita	Saraguro
WP-1216	Ponce Enríquez	6592	96503	Andesita. Toba cristalina	Ab plag, horn, escaso qtz. Como 162 y 1225	Leve. Hornblenda a chl	Saraguro
WP-1222	Ponce Enríquez	6554	96501	Toba soldada. Como 176	Qtz escaso + plag + bt	Leve. Desvitrificación. Plag a arcilla	Fortuna
WP-1225	Ponce Enríquez	6545	96513	Andesita. Toba cristalina. Como 162 y 1216	Ab plag, horn, escaso qtz	Leve. Hornblenda a chl + stilp	Saraguro
WP-1233	Ponce Enríquez	6530	96548	Roca difícil. ¿Toba?	Granos de qtz	Si es toba, fuerte act + bt + chl. Si es intrusivo, leve	Trancas
WP-1234	Ponce Enríquez	6528	96552	Toba cristalina dacítica. Similar a 1233	Algunos clastos metamórficos	Moderado. Mucho act fibrosa + chl	Trancas
WP-1237	Ponce Enríquez	6519	96562	Lodolita limosa/limolita	Pocas muscs grandes	Leve. Chl + stilp	Trancas
WP-1502	Santiago	6817	95873	Toba riolítica soldada	Ab qtz con golfos + plag	Moderado. Plag + matriz a sericita gruesa. ¿También arcilla?	Sacapalca
WP-1504	Santiago	6808	95828	Toba lítica andesítica	Ab pómez	Moderado. Propil. Pómez + maf a chl. Plag a calc, chl. Matriz a calc, chl	Sacapalca
WP-1505	Santiago	6807	95826	Riolita. Vítrea. Foliada por flujo	Plag fírico	Moderado. Corneanizado. Parches granoblásticos de qtz. Plag a arcilla. Mineral opaco	Intrusivo
WP-1508	Santiago	6774	95796	Difícil. Roca corneana fuertemente foliada. Grano muy fino	Manchas	Corneanización fuerte	Portovelo
WP-1513	Santiago	6744	95886	Arenisca	Cuarzo grueso. Musc común + bt escasa. Circones	Fresco	Saraguro
WP-1520	Santiago	6703	95884	Dacita/andesita. Muy similar a 1125	Plag-fírico	Leve. Matriz recristalizada-parece silicificada. Ab pirita	Saraguro
WP-1521	Santiago	6696	95884	Toba cristalina andesítica	Amph + plag y líticos. Escasos cristales de qtz	Moderado. Amph. a chl. Plag a epid gruesa. Sprays de tourm	Portovelo
WP-1523	Santiago	6683	95885	Riolita. Foliada por flujo. Afírica		Leve. Corneanizado. Algunas tourm	Intrusivo
WP-1524	Santiago	6681	95887	¿Riolita? Foliada por flujo	Fenocristales escasos de plag	Leve. Corneanizado/silicificado. Vesículas/vugs con epid, chl, py, act. Rico en py	Intrusivo
WP-1525	Selva Alegre	6693	95948	Intrusivo/lava andesítica	Plag + amph-fírico	Leve. Amph a act, chl, esfena, opác. Parches granoblásticos qtz. ¿Corneana?	Portovelo
WP-1530	Paccha	6599	96013	Granodiorita. Matriz granoblástica	Plags zonadas	Fresco. Máficos a amph + bt	Intrusivo
WP-1532	Paccha	6600	96005	Microdiorita porfídica	Plag + amph-fírico	Moderado. Amphs a chl, act, opác. Muchas inclusiones de chl a lo largo de fracturas de plag.	Intrusivo
WP-1537	Zaruma	6610	95863	Andesita	Feld + amph-fírico	Moderado. ¿Ab chl + epid + arcilla? ¿Vetillas de K-feld? + py + epid	Portovelo
WP-1538	Zaruma	6596	95869	Andesita	Plag + máfico-fírico	Moderado. Ab chl. Plag a calc + epid. Máficos a chl	Portovelo
WP-1539	Zaruma	6587	95869	Andesita basáltica. Foliada por flujo	Plag máfico-fírico Ab opác mena	Leve. Máficos a chl. Ab vugs de zeolita. Plag a chl + calc	Portovelo
WP-1544	Santiago	6732	95936	Granodiorita de grano medio	Plag zonada + bt? + qtz + amph	Leve. Bt a chl + calc + epid. Plag a calcita	Intrusivo
WP-1545	Santiago	6721	95931	Roca volcánica corneanizada. Granulometría variable		Intenso. Granoblástica. ¿Qtz con ab andalusita? También musc común	Portovelo
WP-1548	Zaruma	6623	95895	Toba andesítica	Líticos andesíticos. Escaso cpx	Moderado. Mucho chl + epid. ¿Puntos de zeolita radiante?	Portovelo
WP-1550	Santiago	6694	95778	Esquisto	Qtz/musc	Leve. Musc a chl	Metamórfico
WP-1551	Catamayo	6708	95759	Riolita	Plag + máfico-fírico	Leve. Desvitrificado. Plag fresco. Máficos a chl	Intrusivo
WP-1553	Santiago	6745	95767	Cuarcita	Escaso plag + circón + fragmentos de esquisto	Fresco. Ligera alteración de plag a sericita	Alamor
WP-1556	Catamayo	6859	95611	¿Riolita?		Intensa. Varias fases de silicificación incluyendo grandes nódulos	Intrusivo
WP-1557	Santiago	6673	95884	Toba lítica andesítica	Rico en líticos, felds + máficos	Leve. Propilítico. Máficos a chl + epid. Plag a epid. Matriz a chl + esfena	Portovelo
WP-1558	Selva Alegre	6829	96016	Toba cristalina andesítica/dacítica	Ab plag + horn + qtz escaso	Leve. Principalmente fresco. Algunos máficos a chl + epid + calc.	Saraguro
WP-1568	Girón	6947	96627	¿Riolita de Quimsacocha?		Silicificación intensa. Vetas. Mucha limonita	
WP-1578	Paccha	6517	96108	Roca hidrotermal		Cuarzo + micáceo baja birrefringencia min. prom. cliv. perpendicular a {001}	
WP-1580	Paccha	6514	96088	Toba ácida	Ab líticos pequeños	Moderado. Ab arcilla alt. Clusters de zoisita	Portovelo

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Minerales	Alteración	Unidad
WP-1581	Paccha	6518	96079	Toba/riolita		Intenso. Silicificado. Felds lixiviados con qtz euhedral. Qtz, tourm, limonita, vetas	Portovelo
WP-1583	Paccha	6525	96077	Toba riolítica	Ab. cristales de qtz	Fuerte. Hidrotermal. Toda plag a sericita. Vetas de chl. Silicificación	Portovelo
WP-1586	Paccha	6563	96089	Toba lítica andesítica/dacítica		Fuerte. Potásica. Ab dis + vetillas bt, chl. Fenocristales de plag a py, qtz, epid	Portovelo
WP-1592	Paccha	6559	96055	Dacita y toba		Moderado. Potásica. Ab dis amph, py, epid, chl, parches de py. Silicificación o recristalizado	Portovelo
WP-1593	Paccha	6546	96028	Anfibolita	Amph + qtz + feld + cpx. Cpx poiquilítico	Leve	Anfibolita
WP-1594	Paccha	6528	96024	Granodiorita		Moderado. Potásica. Dis bt + epid + py + chl. Pequeña cantidad de tourm	Intrusivo
WP-1598	Paccha	6487	96026	Intrusivo	Plag + máfico + bt-fírico	Fuerte. Plag a arcilla. Bt a stilp + chl. Vetillas de qtz	Intrusivo
WP-1599	Paccha	6464	96083	Brecha. Todos los clastos iguales	Matriz de tourm	Intenso. Musc, tourm, limonita. Silicificado. ¿Clastos de rocas metamórficas o volcánicas?	Hidrotermal
WP-1600	Paccha	6471	96060	Tonalita gruesa	Plag, qtz, amph, bt. Matriz fina	Fresco. Ligero cambio de bt a chl	Intrusivo
WP-1627	Zaruma	6557	95901	¿Lava/toba cristalina?	Cristales máficos + plag. Matriz foliada	Fuerte propiltzación. Matriz a chl, calc. Máficos a chl, calc. Plag a calc, arcilla	Portovelo
WP-1628	Selva Alegre	6737	95993	Andesita. Similar a 1630	Amph + plag fírico	Leve. Amph. a chl + calc. Plag a calc + arcilla/sericita + chl	Intrusivo
WP-1630	Selva Alegre	6738	95994	Andesita/intrusivo. Similar a 1628	Plag, cpx, amph, bt, qtz fírico	Moderado. Cristalización de la matriz. Plag fresca	Intrusivo
WP-1631	Selva Alegre	6736	95988	¿Microdiorita?	Plag + máfico fírico	Intensa. Qtz, sericita, chl. Máficos a chl. Tourm gruesa, qtz. Qtz granoblástico	Intrusivo?
WP-1633	Selva Alegre	6716	95980	Dacita. Foliada por flujo	Amph escaso + plag + qtz fírico	Leve. Desvitrificación irregular	Saraguro
WP-1634	Paccha	6512	96012	Toba lítica andesítica/dacítica	Ab plag, menos cristales de qtz Líticos dispersos	Leve. Máficos a chl + epid. Plag a arcilla	Portovelo
WP-1641	Zaruma	6439	95903	Toba lítica vitroclástica gruesa no soldada.	Pómez + cristales de qtz	Leve. Desvitrificación	Saraguro
WP-1643	La Avanzada	6378	96063	Toba lítica andesítica/dacítica.	Escasos clastos de toba soldada	Moderado. Silicificado. Chl + pirita. Plag a arcilla/sericita	Saraguro
WP-1646	Ponce Enríquez	6643	96557	Basalto. Variolítico	Cpx + plag. Matriz vítrea	Leve. Vidrio a chl	Saraguro
WP-1649	Ponce Enríquez	6618	96583	Toba/sedimento corneanizado		Fuerte. Mucha sericita/musc	Hornfels
WP-1652	Ponce Enríquez	6603	96599	Tenguelillo. Tonalita gruesa	Plag + qtz + máficos	Moderado. Cizalladura débil. Qtz deformado. Zonas estrechas de act. Máficos a chl + act	Intrusivo
WP-1653	Ponce Enríquez	6601	96598	Gabro/diorita	Grueso. Horn + plag	Leve. Amph a chl. Plag nubosa	Intrusivo
WP-1653B	Ponce Enríquez	6601	96598	Tenguelillo. Calco-esquisto	Grano frágil reduct. Epid, calc, musc	Fresco	Metamórfico
WP-1657	Ponce Enríquez	6614	96602	Toba riolítica	Ab. cristales de qtz. Líticos dispersos	Fuerte. Corneana. Potásica. Dis. bt. Amph poiquilítico. Matriz granoblástica	Bella Rica
WP-1660	Ponce Enríquez	6625	96618	¿Toba ácida?	Grandes cristales euhedrales de qtz	Fuerte. Corneana. Granoblástico grueso qtz + musc + clinozoisita	Hornfels
WP-1661	Ponce Enríquez	6595	96635	Toba ácida	Fragmentos grandes dispersos. Grandes cristales de qtz	Fuerte silicificación/recristalización. Mica blanca en matriz	Bella Rica
WP-1664	Ponce Enríquez	6564	96624	Gabro de Chanchán.	Cpx subofítico + plag zonada	Leve. Epid + chl. Plag nubosa	Intrusivo
WP-1666	Ponce Enríquez	6435	96611	Gabro fino/diorita de Chanchán. Variolítico	Horn + plag	Mod. Propilítico. Ab epid + chl. Amph. y plag nubosa	Intrusivo
WP-1667	Ponce Enríquez	6434	96612	Microgabro de Chanchán. Variolítico	Plag, amph. Plag corroída	Leve. Chl intersticial puede ser vidrio alterado. Epid	Intrusivo
WP-1668	Ponce Enríquez	6436	96613	Microdiorita de Chanchán. Variolítica.	Plag + amph	Mod. Calc + epid + chl. Vugs grandes con epid + tourm + pirita	Intrusivo
WP-1670	Ponce Enríquez	6486	96676	Gabro/diorita de Chanchán. Foliación por flujo	Plag + cpx	Leve. Cpx a amph + chl	Intrusivo
A-1419	Yaritzagua	6974	96392	Toba soldada	Plag + qtz + bt	Muy fresco. Algo de plag a calc	Jubones
WPFIFRR	Santiago	6830	96920	¿Riolita? Fierro Urcu	Fenocristales de qtz	Silicificación intensa. Vetas de limonita + epid	Intrusivo
BÑ-213	Santa Isabel	6860	96437	Riolita. Foliación por flujo	Fenocristales de Plag + qtz + bt	Fresco	Intrusivo?

ANEXO 4 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 3°00’ Y 4°00’ S

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 1)

QUITO, 1997

Tabla 1. Lecturas del kappámetro (susceptibilidad magnética aparente emu) y escintilómetro

Carta	UTMY	UTMX	Muestra	TC1 (cps)	TC2 (cps)	K (cps)	U (cps)	Th (cps)	k (emu)	Tipo de roca
Ponce Enríquez	9651500	658700	8						0.14	Toba ácida
Ponce Enríquez	9650600	659400	8						8.1	Granodiorita
Santa Isabel	9636300	676300	10	310.6	77.1	29.9	2	2.3	2.4	Toba Jubones
Uzhcurrumi	9634700	663500	14	158.1	77.8	13.1	1.1	0.8	32.9	Diorita
Uzhcurrumi	9632700	654100	21	78.7	12.3	1.5	0.9	0.5	29.5	Diorita
Uzhcurrumi	9632800	657300	23	302.5	102.4	12	3.3	1.8	0.41	Toba brecha
Santa Isabel	9631900	680600	114	152.7	61.8	6.3	2	0.6	4.62	Toba Jubones
Machala	9635400	632400	176	227.3	101.9	8.3	2.6	0.8	4.2	Toba ácida
San Fernando	9651800	679300	233	91.2	20	7.5	1.1	0.6	55	Granodiorita
Ponce Enríquez	9650900	661900	275						10.7	Toba dacítica
Yaritzagua	9643100	698200	278	128.3	92.7	19.9	2.4	0.7	15.9	Toba andesítica
Manú	9629300	690700	298	251.2	80.3	15.4	1.6	0.6	14.9	Toba dacítica
Santa Isabel	9647400	690800	326						17.6	Microdiorita
Ponce Enríquez	9658900	644800	452	28.8	14.1	4	0.8	0.4	25.4	Basalto
Manú	9629700	690200	509	203.9	47.6	19	2.4	0.6	5.77	Toba pumícea
Manú	9620300	681700	620	121.7	28.5	2	1.2	0.8	19.2	Andesita
Manú	9614400	679200	623	312.2	61	5.5	2	1.1	0.28	Gneis
Manú	9614400	672700	717	236.5	48.6	4.5	1.1	0.3	24.3	Lava andesítica/dacítica
Selva Alegre	9612700	671300	718	203.2	48.5	3.1	2.5	0.7	2.7	Toba pumícea
Zaruma	9590700	651700	750	163.4	46	3.5	1.7	0.6	10.4	Toba dacítica
Zaruma	9590400	649800	751	103.6	94.5	9.6	1.9	1.1	0.21	Toba ácida
Zaruma	9591600	650200	765	170.3	93.8	13.5	1	0.4	10.2	Toba ácida
Yaritzagua	9647600	706600	766	105.3	81.5	9.8	2.1	0.7	7.88	Toba La Paz
Chaucha	9669300	688700	773	206.6	112	9.3	1.8	0.8	13.7	Toba Jubones

